

А. И. КРИВЦОВ

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ  
ОСНОВЫ  
ПРОГНОЗИРОВАНИЯ  
И ПОИСКОВ  
МЕДНО-  
ПОРФИРОВЫХ  
МЕСТОРОЖДЕНИЙ



А. И. КРИВЦОВ

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ  
ОСНОВЫ  
ПРОГНОЗИРОВАНИЯ  
И ПОИСКОВ  
МЕДНО-ПОРФИРОВЫХ  
МЕСТОРОЖДЕНИЙ

4115



МОСКВА «НЕДРА» 1983



**Кривцов А. И.** Геологические основы прогнозирования и поисков медно-порфировых месторождений. М., Недра, 1983. 256 с.

Рассмотрены типы провинций, рудных районов и месторождений с учетом геотектонических, палеовулканических, магматических, структурных, метасоматических, минералогических и геохимических факторов. Охарактеризованы металлогеническая специализация вулканоплутонических поясов различного типа и зависимость масштабов оруденения и состава руд от геотектонической позиции рудных провинций и районов. Разработаны требования к прогнозным картам разных масштабов, рациональное комплексирование поисковых методов. Приведена методика количественной оценки прогнозных запасов. Обобщен отечественный и зарубежный опыт поисков месторождений, приведено сопоставление эффективности использованных методов.

Для геологов производственных организаций, занимающихся поисками и разведкой месторождений меди.

Табл. 7, ил. 59, список лит.— 49 назв.

Рецензент — д-р геол.-минер. наук *Г. Ф. Яковлев* (МГУ)

Анатолий Иванович Кривцов  
**ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ  
И ПОИСКОВ МЕДНО-ПОРФИРОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

Редактор издательства *Л. С. Цаплина*  
Переплет художника *В. У. Полякова*  
Художественный редактор *Е. Л. Юрковская*  
Технический редактор *Л. Я. Голова*  
Корректор *Е. В. Наумова*

ИБ № 3736

---

Сдано в набор 07.09.82. Подписано в печать 19.01.83. Т-02525.  
Формат 60×90<sup>1/16</sup>. Бумага книжно-журнальная. Гарнитура «Литературная».  
Печать высокая. Усл. печ. л. 16,0. Усл. кр.-отт. 16,0. Уч.-изд. л. 18,8.  
Тираж 1550 экз. Заказ 664/7942—4 Цена 1 р. 30 к.

---

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра», 103633, Москва, К-12,  
Третьяковский проезд, 1/19  
Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ

## Предисловие

Месторождения медно-порфиrowого типа принадлежат к весьма своеобразным продуктам эндогенной металлогении, они входят в состав рудно-магматических систем, грандиозных по масштабам. Руды этого типа невыразительны и отличаются от руд многих месторождений меди. Это выделяет медно-порфиrowые месторождения из числа промышленных медно-рудных объектов (традиционно понимаемых как локальные обособления высококонцентрированного рудного вещества), но не всегда учитывается при ведении поисков в новых районах.

В мировой добыче меди и молибдена месторождения медно-порфиrowого типа занимают ведущее положение. В общих запасах меди капиталистических и развивающихся стран, оцениваемых в 465 млн. т, на долю этих объектов приходится около 65 %. При постоянном падении концентраций меди в обрабатываемых рудах (0,02 % в год) к 2000 г. в капиталистических странах предполагается снижение средних содержаний этого металла в медно-порфиrowых месторождениях до 0,2—0,15, а бортовых — до 0,10 % [10]. Это определяет возрастание значения медно-порфиrowых месторождений для сырьевой базы мировой медедобывающей промышленности.

«Усилить поиски и разведку месторождений богатых и легкообогатимых руд черных и цветных металлов...», сказано в «Основных направлениях экономического и социального развития СССР на 1981—1985 годы и на период до 1990 года». Обнаружение новых медно-порфиrowых месторождений внесет достойный вклад в развитие минерально-сырьевой базы страны. Важное значение приобретают разработка и совершенствование геологических основ прогнозирования и поисков таких месторождений и повышение эффективности геологопоисковых работ.

Оценивая общий уровень изученности медно-порфиrowой проблемы отметим, что многочисленные публикации, монографические описания и сводки обеспечивают необходимые предпосылки для создания работ методического характера, обобщающих современный опыт прогнозирования медно-порфиrowых месторождений и рационального комплексования различных видов и методов поисков и очередности их проведения. Определенным итогом разработки названной проблемы в СССР явился Всесоюзный семинар «Поисковые признаки и методы поисков медно-порфиrowых месторождений» (ЦНИГРИ, 1978).

В разработке геологических основ прогнозирования и поисков важная роль принадлежит исследованиям Ю. А. Билибина, И. Г. Магакьяна, В. А. Перваго, К. Л. Пожарицкого, В. И. Смирнова, Г. А. Твалчрелидзе, Н. А. Хруцова, А. Д. Щеглова и многих других. Существенное значение имеют разработки иностранных ученых [30, 34, 45, 46, 48 и др.].

Современные достижения в области металлогении убедительно свидетельствуют о том, что для разработки принципов и методов прогнозирования эндогенных месторождений решающее значение имеет выявление магматических сообществ, с которыми ассоциирует оруденение; определение геотектонической и палеотектонической позиции таких сообществ; установление таких составляющих последних, с которыми рудная минерализация обнаруживает наиболее тесные пространственно-временные связи.

Медно-порфиrowые месторождения рассматриваются автором в качестве представителей промышленного (а не рудно-формационного) типа жильково-вкрапленного медного, молибдено-медного и медно-молибденового оруденения, связанного с определенными вулкано-плутоническими ассоциациями андезитовидных и базальтоидных вулкано-плутонических поясов, различающихся по палеотектонической позиции и положению в тектоно-магматических циклах. Общими признаками таких месторождений являются связь с андезитовидным (в широком смысле слова) магматизмом, продуцирующим устойчивые вулкано-плутонические ассоциации; приуроченность оруденения к порфиrowым фазам диорит-гра-

нодиоритовых комплексов; принадлежность руд к значительным по масштабам медно-порфировым рудно-магматическим системам; вхождение рудных тел в весьма крупные рудно-метасоматические системы, имеющие ярко выраженное зональное строение. Конкретное качественное и количественное выражение этих признаков зависит от палеотектонической позиции продуктивных вулканоплутонических ассоциаций, чем определяются некоторые различия в существующих определениях месторождений медно-порфирового типа и их классификациях. Прогнозные исследования принадлежат к начальным стадиям геологоразведочного процесса и обеспечивают научно обоснованный выбор площадей для последующего их геологического освоения и рационального опоскования. В основе прогнозирования лежат закономерности размещения не только месторождений, но и контролирующих их металлогенических единиц. В соответствии с этим при рассмотрении геологических основ прогнозирования особое внимание было уделено продуктивным вулканоплутоническим ассоциациям, их палеотектонической позиции, положению в истории геологического развития, входящим в них вулканогенным и плутоногенным образованиям и их характеристикам. Для анализа поисковых критериев и признаков существенное значение имеет приведенное в книге описание медно-порфировых систем и их составляющих. Изложение материала подчинено последовательному сужению масштабов объектов прогнозирования и поисков — от выделения перспективных площадей различных категорий (провинции, рудные районы, поисковые участки) до определения положения промышленной минерализации в рудно-метасоматической зональности медно-порфировых систем, что отвечает общей стадийности геологоразведочного процесса.

В книге значительное место отведено обобщению отечественного и зарубежного опыта поисков медно-порфировых месторождений и анализу последовательности проведения и комплексирования различных видов и методов работ. Анализируются вопросы дальнейшего совершенствования методов поисков и разработки новых способов обнаружения месторождений, рассматривается использование и эффективность некоторых новых, не традиционных методик.

Автор выражает искреннюю признательность академику В. И. Смирнову и профессору М. Б. Бородаевской, с которыми обсуждались ключевые положения данной книги.

ТИПЫ МЕДНО-ПОРФИРОВЫХ ПРОВИНЦИЙ  
И РУДНЫХ РАЙОНОВМЕДНО-ПОРФИРОВЫЕ ПРОВИНЦИИ  
И ИХ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

Большинство месторождений медно-порфирового типа располагается в пределах трех планетарных металлогенических поясов — Тихоокеанского, Средиземноморско-Азиатского (Тетис) и Казахстанско-Монгольского (Палеотетис), где концентрируются и меднорудные объекты иных промышленно-генетических типов.

Глобальные металлогенические пояса по геотектоническим признакам могут разделяться на сегменты, включающие провинции, зоны и районы развития медно-порфирового оруденения. Выделение провинций и зон далеко не всегда базируется на геотектонических принципах. В большинстве случаев провинции оконтуриваются по насыщенности месторождениями и географо-экономическим границам тех или иных отрезков металлогенических поясов при меньшей степени учета геологических факторов. Такой подход характерен для некоторых зарубежных исследователей, что наиболее отчетливо выражено в работе А. Сутулова [10]. В результате этого ряд традиционно выделяемых провинций нередко объединяет различные геотектонические единицы, трудно сопоставимые по масштабам проявления медно-порфировой минерализации, профилю магматизма, его металлогенической специализации и другим геологическим характеристикам, важным для прогнозных исследований. Тем не менее устоявшиеся представления о границах большинства провинций, охватывающих наиболее значительные узлы сосредоточения месторождений, практически исключают возможность введения иного деления металлогенических поясов. Проведение глобального районирования последних на униформных основах представляется желательной, но трудноразрешимой задачей из-за значительных различий в изученности разных поясов и их частей.

Существующее деление металлогенических поясов на провинции с наибольшей полнотой описано в работе В. А. Перваго [15], а более дробное районирование предложено И. Г. Павловой [14]. Материалы этих и других исследователей учитываются в последующем изложении.

Западно-Американская ветвь Тихоокеанского пояса разделяется на следующие провинции, сформированные в мезозое — кайнозое: Юкон и Аляска, Британская Колумбия, Юго-Запад США, Мексиканская, Центрально-Американская, Чилийско-Перуанская

и Антарктическая (берег Ласситера). В Восточно-Азиатской ветви этого пояса промышленное значение имеют месторождения островной части Юго-Восточной Азии, составляющей Филиппинско-Новогвинейскую провинцию.

Позднемезозойский — кайнозойский пояс Тетис, протягивающийся, по данным С. Яковича [35], от Румынии до юго-восточной оконечности Индокитая, концентрирует известные промышленные медно-порфировые месторождения в Балканской, Малокавказской и Ирано-Пакистанской провинциях.

Западной части палеозойского Казахстанско-Монгольского (Палеотетис) пояса отвечают Прибалхашская и Южно-Джунгарская провинции, Кураминская и Зайсанская зоны. В центре и на востоке пояса располагаются Тувинская зона и Южно-Гобийская провинция, охватывающая юг территории МНР.

Вне рамок основных глобальных поясов, либо без отчетливо выраженной связи с ними находятся позднемезозойская — раннекайнозойская Антильская (Карибская), позднепалеозойская — раннемезозойская Северо-Монгольская (Орхоно-Селенгинская), палеозойская — раннемезозойская Восточно-Австралийская провинции.

И. Г. Павлова [14] в структурах палеозонд Аппалачей, Урала, Казахстана и мезозонд Северо-Востока СССР выделяет второстепенные зоны проявления оруденения медно-порфирового типа.

Выполненные ранее обобщения зарубежных материалов [3, 8, 9], работы В. С. Попова [19], Г. А. Твалчрелидзе [25], И. Г. Павловой [14] и других исследователей показывают, что для типизации провинций решающее значение имеет установление их геотектонической и палеотектонической позиций, от которых зависит как профиль продуктивного магматизма, так и геохимические характеристики месторождений. При наличии расхождений в интерпретации положения медно-порфировых провинций в тектоно-магматических циклах и используемой терминологии практически все исследователи разделяют представления о приуроченности месторождений к вулканоплутоническим поясам, образованным комагматичными вулканогенными и интрузивными породами, составляющими устойчивые сообщества — вулканоплутонические ассоциации в понимании Е. К. Устиева. Такие вулканоплутонические пояса различаются по многим характеристикам, что видно из краткого обзора основных провинций.

Наиболее изученная и одна из ведущих в экономическом отношении **Чилийско-Перуанская провинция** охватывает большую часть западной окраины Латиноамериканского континента и включает значительное число медно-порфировых месторождений (от Чоча на севере до Эль-Теньенте и Пачона на юге), содержащих основные запасы меди.

Главные геотектонические единицы провинции (с востока на запад) — краевые массивы и поднятия фланга Патагонского кратона, передовые прогибы с молассоидным заполнением, вулканоплутонические пояса четырех периодов формирования (плиоцен —

антропогеновый, неогеновый, поздне меловой — палеогеновый, юрский — раннемеловой) и геоантиклинальные поднятия пояса Береговых батолитов, время формирования которых коррелируется с периодами становления упомянутых поясов. Последние выделяются как области развития андезитойдного известково-щелочного вулканизма и сопутствующего плутонизма, которые образуют устойчивые вулканоплутонические ассоциации, характеризующиеся тесными пространственно-временными связями вулканогенных и плутоногенных составляющих. Вулканоплутонические ассоциации рассматриваемой провинции по расположению отвечают упомянутым четырем поясам с миграцией во времени (от юры до плиоцена) с запада на восток с максимальным расстоянием 200 км [9].

В Чилийской части провинции большая часть месторождений сосредоточена в пределах поздне мелового — палеогенового вулканоплутонического пояса (от Чукикаматы на севере до Лос Пеламбрес на юге). Небольшая группа месторождений, но со значительными запасами тяготеет к короткому отрезку плиоцен-антропогенового пояса. Месторождения Перуанской субпровинции концентрируются в пределах неогенового пояса (от Мичикилья на севере до Морокоча на юге). Возраст рудоносных интрузивов и оруденения сопоставим с временем становления соответствующих вулканоплутонических поясов и меняется от  $89,6 \pm 0,6$  млн. л (Лос Лорос) в западных поясах до 4—8 млн. лет (Эль-Теньенте, Морокоча) в восточных [9].

В размещении месторождений, кроме их приуроченности к поясам, значительная роль принадлежит составу и строению подстилающих комплексов. Основные месторождения Чилийской субпровинции контролируются относительно узкой (30—50 км) переходной зоной, разделяющей области миогеосинклиналиного (на востоке) и эвгеосинклиналиного (на западе) развития этого региона в юре — раннем мелу, предшествующего становлению вулканоплутонических поясов. В соответствии с этим по природе субстрата пояса провинции могут быть разделены на эпимиогеосинклиналиные (восточные) и эпиевгеосинклиналиные (западные), имеющие определенные отличия в составе рудоносных плутонов и геохимических характеристиках руд.

**Провинция Юкона и Аляски** включает многочисленные месторождения и рудопроявления медно-порфирового типа, открытые сравнительно недавно и еще недостаточно изученные. Выделяются две зоны размещения месторождений: внутренняя и окраинно-континентальная [34]. Первая из них отвечает области развития поздне меловых — палеогеновых андезитойдных вулканитов и близких по возрасту интрузивных образований, раму которых образуют девонские и более древние метаморфические толщи. Последние продолжают структуры кристаллического пояса Оминекана Канады, протягиваются до Юконского кристаллического массива и образуют субстрат упомянутого пояса, который является эпикратонным.

Окраинно-континентальная зона, отделенная от внутренней цепью Прибрежных батолитов, имеет более сложное строение. Она образована миогеосинклинальными и эвгеосинклинальными комплексами, наращивавшими структуры девонского континента с пенсильванского времени до позднего мела — палеогена. Ведущая роль в этой зоне принадлежит эвгеосинклинальным комплексам, рассматриваемым в качестве островодужных образований. Месторождения окраинно-континентальной зоны разделяются на две группы. Первая из них, восточная, тяготеет к эпимеогеосинклинальному поясу развития средне меловых — раннетретичных андезитовидных вулканитов и близких по возрасту интрузивных образований, сформированному на позднепалеозойских — раннемезозойских миогеосинклинальных комплексах, а вторая, западная, связана с интрузиями, завершающими становление мезозойско-третичных островных дуг приокеанической части провинции и принадлежащими к базальтоидной вулcano-плутонической ассоциации.

Возраст месторождений провинции находится в прямой зависимости от времени формирования рудоносных вулcano-плутонических ассоциаций и омолаживается от океана к внутренним частям континента. Западная группа месторождений окраинно-континентальной зоны датируется ранней юрой — мелом, а восточная группа, как и месторождения внутренней зоны, — от мела до третичного времени [9, 34].

**Провинция Британской Колумбии (Канада)** включает многочисленные молибден-порфиновые и медно-порфиновые месторождения, концентрирующиеся преимущественно в так называемом Межгорном поясе. Последнему отвечают юрско-раннемеловой (на западе) и поздне меловой — палеогеновый (на востоке) вулcano-плутонические пояса, располагающиеся между структурами кристаллического пояса Оминек и Прибрежной зоной геоантиклиналей с широко развитыми батолитовыми интрузиями. Основание поясов образуют позднепалеозойско-триасовые миогеосинклинальные и эвгеосинклинальные комплексы. Эти вулcano-плутонические пояса продолжают к западу до структур Юконского кратона и связаны с соответствующими поясами Юкона и Аляски.

**Провинция Юго-Запада США** содержит многочисленные месторождения медно-порфирового типа, на юге непосредственно граничит с Мексиканской провинцией и геологически составляет с ней единое целое. Большинство месторождений юго-запада и запада США располагается в пределах границ погребенного докембрийского кратона и находится в определенных зависимостях от его строения, характера и степени вовлечения в более поздние геологические события. Основные медно-порфировые месторождения сосредоточены в нижнемеловом — палеогеновом вулcano-плутоническом поясе, продолжающем к северо-западу Мексиканский пояс и охватывающем с юго-запада и запада докембрийский выступ плато Колорадо. Основание этого пояса слагают докембрийские комплексы и миогеосинклинальные отложения палеозоя и раннего

мезозоя, развитые в зоне перикратонных опусканий, а на крайнем западе — палеозойско-раннемезозойские эвгеосинклинальные образования [9, 34]. Узел концентрации месторождений (районы Моренси-Саффорд, Минерал Парк, Сан-Мануэль) приурочен к развороту вулкано-плутонического пояса с северо-западного на субширотное простирание. Относительно небольшая группа молибден-порфириновых месторождений района Колорадо (Клаймакс, Юрэд-Гендерсон, Куэста и др.) располагается в субмеридиональном палеоген—неогеновом поясе, языком вдающимся в докембрийский массив от района Моренси. Таким образом, эта провинция включает эпикратонные, эпимиегосинклинальные и эпикратонные вулкано-плутонические пояса либо их отрезки.

**Мексиканская провинция** является непосредственным продолжением к югу рудных районов Юго-Запада США. Основная часть медно-порфириновых месторождений (от Кананеа на севере до Ла Азулита на юге) сосредоточена в пределах поздне мелового — палеогенового вулкано-плутонического пояса, образованного вулканами андезитового состава и комагматичными с ними интрузивами тоналитового и кварц-монцитового состава. Этот пояс располагается на фланге докембрийского срединного массива, а на западе примыкает к цепи батолитов. В основании пояса развиты докембрийские метаморфиты, палеозойские и триасовые миегосинклинальные отложения, юрские и нижнемеловые субмаринные вулканогенные и осадочные породы. Возраст пород основания убывает от северо-восточных его частей к юго-западным. Значительная площадь вулкано-плутонического пояса перекрыта вулканами олигоцена, отделяющими узел месторождений Ла-Верде, Сан Исидро, Ингуаран и других от его основной части.

Восточнее ларамийского вулкано-плутонического пояса располагается более молодой, неоген-антропогенный пояс, в котором на продолжении Панамских структур установлено пока лишь одно месторождение (Толиман, абс. возраст 5,6 млн. лет), но общие перспективы оцениваются очень высоко [45].

К **Северо-Андийской провинции** относятся территория Эквадора, запад Колумбии и южная часть Панамы. В ее строении ведущая роль принадлежит выступам докайнозойской континентальной коры и примыкающим к ним с запада позднемезозойским—раннетретичным островодужным комплексам (толеитовые базальты и андезиты), нарастившим край континента и рассматриваемым в качестве океанической коры [9]. Медно-порфириновые месторождения провинции (Чауча, Пантанос, Талагуа и др.) приурочены к неогеновому известково-щелочному вулкано-плутоническому поясу, сформированному на океаническом субстрате и продолжающему к северу эпиевгеосинклинальный пояс Перуанской субпровинции.

В сходной геотектонической обстановке располагаются и месторождения Панамы (Серро-Колорадо, Петакилья), которые приурочены к непротяженному палеогеновому вулкано-плутоническому поясу, заложенному на позднемезозойских эвгеосинклиналь-

ных комплексах и принадлежащему уже к Центрально-Американской провинции.

**В Балканской провинции** отчетливо выделяются Северо-Восточный и Юго-Западный андезитовидные вулканоплутонические пояса, сформированные в палеогене и палеогене — неогене на срединных массивах догерцинского и герцинского возраста [19, 35]. Северо-Восточный пояс, вмещающий основные медно-порфировые месторождения Болгарии, севера Югославии, Румынии и Венгрии, примыкает к цепочке вторичногеосинклинальных прогибов — Среднегорскому, Тимокскому и Апусени. Юго-Западный пояс протягивается параллельно первичной Динарской эвгеосинклинали, накладываясь на структуры ее рамы.

Основания поясов на большем их протяжении образуют герцинские и более древние метаморфизованные толщи и массивы домезозойских интрузивных пород. Исключение составляет крайний северный фланг Юго-Восточного пояса, где в районе месторождения Речк субстрат сложен карбонатно-терригенными толщами пермо-триасового возраста.

**Иранско-Пакистанская провинция** Средиземноморья выделялась сравнительно недавно в связи с открытием значительных по масштабам месторождений Сар-Чешме (Иран) и Саиндак (Пакистан). Оба месторождения расположены в пределах отрезка Чагай протяженного Урмия-Дохтурского вулканоплутонического пояса, сформированного в раннем кайнозое на южном обрамлении Иранско-Афганского микроконтинента [9].

Наиболее древние образования в основании пояса сложены мощными толщами меловых субмаринных вулканитов, содержат проявления колчеданной минерализации. Позднемеловые обломочные и известковые отложения непосредственно подстилают олигоценовые вулканиты андезитового состава, открывающие вулканоплутоническую ассоциацию, в которую входят рудоносные интрузии тоналитов и гранодиоритов раннемиоценового возраста. Эта ассоциация по позиции отвечает эпизвгеосинклинальному поясу.

**Филиппинско-Новогвинейская провинция** включает Филиппины, Малайзию, Индонезию, Папуа — Новую Гвинею и Соломоновы острова. Высокая сложность строения этой провинции и недостаточная геологическая изученность затрудняют решение вопросов, важных для понимания закономерностей размещения медно-порфировых месторождений. Однако по отдельным частям провинции накоплены данные, позволяющие судить о геотектонической позиции рудных районов и месторождений.

В Филиппинской части провинции выделяются стабильная (о. Палаван и море Сулу) и мобильная (восток архипелага) зоны. Месторождения медно-порфирового типа сосредоточены в пределах последней зоны, в структурах третьей островной дуги миоцен — антропогенного возраста и связаны с диоритами и кварцевыми диоритами, завершающими островодужный вулканизм [30]. В юго-восточной части провинции на Новой Гвинее выделяется

стабильный континентальный блок юга острова и мобильный пояс мощного триасового — третичного миегосинклинального и эвгеосинклинального осадконакопления. Этот пояс с северной стороны обрамлен структурами среднемиоценовых островных дуг (Новая Британия и Соломоновы острова). Месторождения, возраст которых от 1 до 16 млн. лет, концентрируются в структурах упомянутой дуги при связи с интрузиями диоритов и кварцевых диоритов, завершающих островодужный андезито-базальтовый вулканизм. Месторождения такого же возраста располагаются в полях проявления известково-щелочного вулкано-плутонизма в пределах континентального блока и мобильного пояса при преимущественной связи с монцититовыми и гранодиоритовыми интрузиями [30].

**Карибская (Антильская) провинция** существенно отличается по строению и позиции месторождений от других провинций Западного полушария и характеризуется общностью строения с Филиппинско-Новогвинейской. Субстрат этой провинции, образованный серпентинитами, спилитами, кремнистыми осадками раннего мела и рассматриваемый в качестве фрагмента океанической коры, перекрывает толеитовыми вулканитами базальтового и андезитового состава, сменяющимися в раннем кайнозое андезитами и дацитами. Рудоносные интрузии гранодиоритового и диоритового состава интерпретируются как продукты мантийного вещества, связанные общностью формирования с островодужными эвгеосинклинальными вулканитами [32]. Известно пока ограниченное число месторождений — Танама и Рио-Виви в Пуэрто-Рико, Мата-Гранде в Доминиканской республике и ряд рудопроявлений.

## ТИПЫ МЕДНО-ПОРФИРОВЫХ ПРОВИНЦИЙ

Приведенная выше обобщенная характеристика провинций показывает, что все они, независимо от времени формирования, принадлежат к вулкано-плутоническим поясам и охватывают либо часть разновозрастных поясов, либо объединяют отрезки двух-трех разновозрастных сближенно расположенных поясов. Последние представляют собой геоструктуры, тектоническая самостоятельность которых признается многими исследователями, и по ведущему профилю магматизма отчетливо разделяются на андезитоидные, включающие большинство месторождений, и базальтоидные.

**Андезитоидные** вулкано-плутонические пояса по палеотектонической позиции принадлежат к окраинно-континентальным геоструктурам, положение которых в тектоно-магматических циклах пока не получило однозначной интерпретации.

Л. И. Красный [7] относит окраинно-континентальные (окаинно-материковые) вулкано-плутонические пояса (вулканогены) к группе глыбовых и сводово-глыбовых структур негосинклинального ряда, контролируемых планетарными линеаментами.

Г. А. Гвалчрелидзе [25] вулкано-плутонические пояса с медно-порфировым орудением включает в группу вторичногосинклинальных, формирующихся в пределах геоструктур, прошедших пол-

ное геосинклинальное развитие, вплоть до образования гранитно-метаморфического слоя. Эти вторичногеосинклинальные пояса противопоставляются первичногеосинклинальным и областям тектономагматической активизации; они рассматриваются как продукт регенерации геосинклинального режима, отличающегося от первичногеосинклинального по природе субстрата, степени и характеру его переработки, профилю магматизма и его металлогенической специализации.

В. С. Попов [19] андезитовые вулканоплутонические пояса относит к зонам парагеосинклинального развития и рассматривает их в качестве раннеорогенных.

По представлениям И. Г. Павловой [14], медно-порфировые провинции, входящие в выделяемые андезитовые вулканоплутонические пояса, формируются на орогенной и следующей активизационной стадиях развития геосинклиналей, а также принадлежат к редуцированным (вторичногеосинклинальным) прогибам.

Определенные противоречия исследователей зависят не только от различных подходов, но и от сложности объектов исследований. Важно подчеркнуть, что для прогнозирования на данной стадии изученности проблемы большее значение имеет установление палеотектонической позиции вулканоплутонических поясов и их характеристик, чем отнесение их к тем или иным отрезкам тектономагматических циклов, далеко не всегда имеющих достаточно конкретное геологическое содержание. Поэтому уместно обратиться к работе Г. М. Власова, Е. Д. Петриченко и М. П. Попкова [5], анализирующей палеотектоническую позицию окраинно-континентальных поясов и их соотношения с зонами собственно геосинклинального развития. Эти исследователи рассматривают такие пояса, как геоструктуры, развивающиеся сопряженно и синхронно с прилегающими перикокеаническими геосинклиналями и связанные с ними генетически общими тектономагматическими процессами, которые получают различное выражение в окраинно-континентальной и перикокеанической обстановке. Следствием этого является синхронность становления геосинклинальных формаций в перикокеанических прогибах и вулканоплутонических ассоциаций в краевых частях континента.

В. Ф. Белый [1], развивающий сходные с изложенными представления, приводит убедительную аргументацию в пользу принадлежности вулканоплутонических поясов к перигеосинклинальным образованиям, формирующимся на окраине континента в период достижения сопряженными перикокеаническими геосинклиналями зрелых стадий развития. В. Ф. Белый также показал, что началу развития вулканоплутонических поясов может предшествовать становление на континенте «андезитовых» геосинклинальных прогибов, близких к вторичным геосинклиналям по Г. А. Твалчредидзе [26].

Принадлежность вулканоплутонических поясов к перигеосинклинальным геоструктурам и их связь с «андезитовыми» геосинклиналями при сопряженности развития тех и других с первичны-

ми геосинклиналями реально подтверждается в соотношениях этих геотектонических единиц на Тихоокеанских окраинах Американских континентов, в Юго-Восточной Азии и Средиземноморской части Тетиса. Это положение ранее отмечалось Г. А. Твалчрелидзе [25] и другими исследователями и более подробно рассматривается при описании провинций и районов.

Перекрытие во времени развития сопряженной пары окраинно-континентальный пояс — периокеаническая геосинклиналь определяет то очевидное обстоятельство, что пояса, связанные с данными конкретными геосинклиналями, накладываются на структуры ранее замкнувшихся подвижных поясов, на входящие в них срединные массивы и ограничивающую такие пояса кратонную раму. Специфика позиции вулcano-плутонических поясов вызывает отведение одним и тем же поясам различного положения и роли. Такие окраинно-континентальные пояса либо рассматриваются как производные орогенного этапа ранее замкнувшихся геосинклиналей, либо относятся к продуктам тектоно-магматической активизации более древних жестких глыб (срединные массивы, окраины кратонов). Подобная двойственность интерпретации положения рассматриваемых поясов следует из практики проведения тектоно-магматической периодизации событий применительно к достаточно ограниченным геоструктурам субстрата без учета возможной сопряженности поясов с удаленными, но близкими по времени геосинклиналями.

Современное понимание природы окраинно-континентальных вулcano-плутонических поясов позволяет рассматривать их как продукт активизации ранее образованных геоструктур, независимо от масштабов временных разрывов между поясами и их субстратом. При высокой степени гетерогенности субстрата, определяемой разновременностью его формирования, различиями в режиме развития и состава, окраинно-континентальные вулcano-плутонические пояса представляют собой единые по происхождению и геотектонической позиции геоструктуры, достаточно широко распространенные на фанерозойском отрезке истории Земли. Такой подход к пониманию поясов не исключает возможности их районирования и определения места в тектоно-магматических циклах по соотношениям со структурами субстрата. Однако выделенные таким образом орогенные и активизационные участки единых по заложению и развитию поясов вряд ли следует рассматривать как принципиально отличные структуры и тем более противопоставлять их друг другу. Учет происхождения и состава субстрата поясов, безусловно, необходим, но в ином плане — в плане анализа зависимостей магматизма и металлогении подобных поясов от специфики их основания.

Таким образом, в качестве первого типа медно-порфировых провинций могут быть выделены андезитоидные вулcano-плутонические пояса, отвечающие по обстановке формирования как мезозойско-кайнозойским, так и палеозойским окраинно-континентальным геоструктурам [8]. Этот тип провинций имеет ведущее

геолого-экономическое значение, поскольку именно к нему принадлежит большинство провинций Западно-Американской ветви Тихоокеанского пояса, Средиземноморского сегмента пояса Тетис и основные провинции Палеотетиса.

Разделение этого типа провинций на субпровинции и зоны может быть проведено по происхождению и составу субстрата. Выше было показано, что отдельные пояса либо их отрезки могут рассматриваться в зависимости от природы основания как эпикратонные, эпимиегеосинклинальные и эпиевгеосинклинальные образования: Однако несовпадение структурных планов вулканоплутонических поясов и их оснований, ограниченная структурная унаследованность, гетерогенность субстрата, недостаток данных о строении глубоких горизонтов таких поясов ограничивают возможности их разделения по указанным признакам. Этот подход использован для типизации рудных районов, отвечающих достаточно определенным отрезкам андезитоидных вулканоплутонических поясов.

**Базальтоидные** вулканоплутонические пояса, несущие оруденные медно-порфиrowого типа, по своей геотектонической позиции существенно отличаются от андезитоидных. Они входят в первичногеосинклинальные геоструктуры [25], а по палеотектонической позиции отвечают барьерным зонам островодужных геоструктур, формирующихся на позднегеосинклинальных стадиях. Главной особенностью подобных поясов является их развитие на океаническом субстрате при подчиненной роли либо даже отсутствии континентальной коры. Базальтоидные пояса входят в периеокеанические геоструктуры, хотя С. Титлей [46] не исключает возможности их формирования и на границах океанических плит.

Базальтоидные пояса барьерных зон островодужных геоструктур представляют второй тип медно-порфиrowых провинций, получивших геолого-экономическое значение благодаря открытию значительных по масштабам месторождений в Юго-Восточной Азии (северо-восток Филиппинско-Новогвинейской провинции) и обнаружению ряда объектов на западе и юго-западе Канадских Кордильер (приокеанические части провинций Юкона и Аляски, Британской Колумбии) и в Карибской провинции. Таким образом, по геотектоническим и палеотектоническим принципам медно-порфиrowые провинции разделяются на два типа:

- 1) андезитоидные вулканоплутонические пояса окраинно-континентальных геоструктур;
- 2) базальтоидные вулканоплутонические пояса барьерных зон островодужных геоструктур.

Принадлежность провинций к двум столь различным типам отличает медно-порфиrowые месторождения от других промышленно-генетических типов месторождений меди, занимающих достаточно определенное положение в тектоно-магматических циклах. Это отличие, как уже отмечалось, обусловлено тем, что при отнесении объектов к медно-порфиrowым решающая роль отводится прожилково-вкрапленному характеру минерализации, ее ассоциа-

ции с порфировыми интрузивными телами и геолого-экономическим факторам при меньшем учете геолого-генетических и геотектонических характеристик и обстановок. При строгом подходе к терминологии и классификации месторождения выделенных групп провинций следует относить к разным рудно-формационным типам, поскольку в современном понимании термин «медно-порфировые месторождения» больше отвечает геолого-экономическому содержанию, чем геолого-генетическому.

Классические месторождения медно-порфирового типа, локализованные в окраинно-континентальных вулcano-плутонических поясах, представляют наиболее яркий пример рудоносности андезитового магматизма, металлогения которого отличается от металлогении базальтоидной и гранитоидной линий и имеет самостоятельное значение. Наличие трех типов рудоносных магм: базальтоидной, андезитовидной и гранитоидной во многом определяет металлогеническую зональность поясов по вертикали и латерали и представляется весьма важным для прогнозно-металлогенических построений обстоятельством, еще недостаточно учитываемом при анализе пространственно-генетических соотношений медно-порфировых месторождений с месторождениями меди иных промышленно-генетических типов.

Оба типа медно-порфировых провинций приурочены к областям сопряжения океанических и континентальных геоструктур при преимущественной концентрации классических медно-порфировых месторождений на активных окраинах континентов. Для объяснения позиции окраинно-континентальных вулcano-плутонических поясов в последние годы широко привлекается концепция тектоники плит с построением различных геодинамических моделей. В наиболее общем случае исследования в этом направлении, обзор которых содержится в работе И. Г. Павловой [14], сводятся к установлению позиции вулcano-плутонических поясов относительно зон Бенъоффа — Заварицкого, определению границ плит и реконструкции истории перемещения последних. Такие разработки, выполняемые обычно на уровне континентальной и планетарной металлогении, представляют интерес лишь в плане возможных объяснений позиции медно-порфировых провинций. В то же время геодинамические построения не дают какой-либо дополнительной информации, облегчающей решение обратной задачи, т. е. выделения перспективных регионов. Поэтому целям прогнозирования провинций и районов в гораздо большей степени отвечают данные о наблюдаемых закономерностях размещения медно-порфировых месторождений во времени и пространстве.

### ВОПРОСЫ ТИПИЗАЦИИ РУДНЫХ РАЙОНОВ

Богатый опыт изучения отечественных и зарубежных месторождений медно-порфирового типа, а также обобщающие работы, выполненные в последние годы, убедительно показывают, что эти месторождения, хотя и входят в единую по геолого-экономическим

признакам группу, отличаются по характеристикам, зависящим от положения месторождений в вулcano-плутонических поясах [8].

Исследования Дж. Джеффроя и Т. Уинэлла [9] по выяснению определяющих характеристик медно-порфировых месторождений, модели этих объектов, разработанные Дж. Лоуэллом и Дж. Джилльбертом, Р. Силлитоу и В. Холлистером [9], монографические описания отечественных месторождений и районов [4, 10, 11, 16, 18, 24], обобщающие работы В. С. Попова [19], Г. А. Твалчрелидзе [25], В. А. Перваго [15], И. Г. Павловой [14] и других исследователей позволяют выделить комплекс признаков, с достаточной полнотой характеризующих то или иное месторождение и различие между ними.

Результаты работ показывают, что медно-порфировые месторождения могут рассматриваться как системы сложно сочетающихся, различных по природе, но тесно взаимосвязанных геологических факторов, лишь часть из них отвечает геолого-экономическому содержанию понятия медно-порфировое месторождение. Очевидно, что различия в конкретных составляющих медно-порфировых систем могут явиться основой для типизации как месторождений, так и их групп, образующих рудные районы.

Дж. Джеффрой и Т. Уинэлл [9] для создания геолого-статистической и композиционной моделей медно-порфировых месторождений Кордильерского пояса провели анализ 170 характеристик по 58 объектам региона. Из этой работы следует, что описание медно-порфировых систем может учитывать следующие факторы: породы, вмещающие интрузивный массив; структурный контроль интрузий; состав главной интрузивной фазы; состав порфировой фазы; наличие брекчиевых тел; характер внедрения интрузий; состав минерализованных пород; морфология рудных тел; гипогенная минералогическая (рудная) зональность (качественная и количественная); характер гидротермально-метасоматических изменений и их зональность.

Приведенный перечень в той или иной мере отражает сложность строения медно-порфировых систем и показывает все трудности, возникающие перед исследователями при разработке определений, учитывающих все черты этих объектов.

Типовая модель медно-порфировых месторождений, разработанная Дж. Лоуэллом и Дж. Джилльбертом и известная под названием «монцонитовой», обобщает строение рудно-метасоматической зональности в связи с рудоносным штоком монцонитовых порфиров. Объективный материал, положенный в основу модели, предполагает наличие связей между составом порфировых интрузий, с одной стороны, составом руд, метасоматитов и их зональностью, — с другой.

В. Холлистер [9], уточняя модель Дж. Лоуэлла и Дж. Джилльберта, предложил «диоритовую» модель медно-порфирового месторождения, в которой рудоносные штоки имеют диоритовый состав. В. Холлистер показал, что при наличии некоторых общих черт с «монцонитовой» «диоритовая» модель отличается по соста-

ву зон метасоматических изменений, наличием повышенных содержаний золота и крайне низкими концентрациями молибдена, обычно не имеющего промышленного значения.

Этими моделями не исчерпывается все разнообразие месторождений. Отметим, что в работах В. С. Попова [19], В. А. Перваго [15], И. Г. Павловой [14], А. И. Кривцова [3, 8, 9] и других исследователей устанавливается более широкий спектр составов рудоносных интрузивов и значительные диапазоны концентраций основных (медь, молибден) и попутных (золото, серебро, рений) компонентов. В. А. Перваго [15] в качестве главных типов рудоносных порфировых интрузивов выделяет монцитит-порфиры и кварцевые монцитит-порфиры, гранодиорит-порфиры, диорит-порфириты (кварцевые и бескварцевые), а на отдельных объектах отмечает дацитовые порфириты и тоналитовые порфиры. В. С. Попов [19], разделяя месторождения на медный, молибденово-медный и медно-молибденовый типы, отмечает преимущественную приуроченность молибден-порфировых месторождений к интрузивам гранит-порфиров.

Приведенные данные свидетельствуют о разнообразии характеристик месторождений, которые могут быть соотнесены с выделенными выше двумя типами провинций и спецификой их внутреннего строения. Для этого соотнесения существенное значение имеет анализ конкретных составляющих медно-порфировых систем, понятие о которых введено Р. Силлитоу [9].

Р. Силлитоу, считая, что модель Дж. Лоуэлла и Дж. Джилльберта отражает лишь нижние части медно-порфировых систем, вертикальный размах которых может превышать 8 км, разработал генерализованную схему их строения, согласно чему рудоносные порфировые штоки — часть сложной рудномагматической системы и располагаются в нижних частях жерловых зон стратовулканов вместе с массивами вмещающих их равномерно-зернистых гранитоидов. Верхние части таких систем включают брекчиевые тела, прорывающие как породы субстрата, так и вулканические сооружения. Из метасоматических зон, выделяемых Дж. Лоуэллом и Дж. Джилльбертом, лишь пропилитовая охватывает породы самых верхних частей разреза. Отражением формирования медно-порфировых руд являются процессы окварцевания и аргиллизации в жерловых и прижерловых частях построек и возникновение месторождений самородной серы в прикратерных и кратерных частях стратовулканов. Скарновые месторождения меди, возникающие в благоприятных условиях в породах субстрата, на периферии системы, в зонах пропилинизации, могут сменяться проявлениями жильной эпитермальной полиметаллической минерализации с золотом и серебром. Схема Р. Силлитоу по сравнению с другими моделями рассматривает большее число факторов, а именно вулканогенные образования, комагматичные с рудоносными интрузивами, сопряженную рудную минерализацию, гидротермально-метасоматические изменения, проявленные на значительном удалении от собственно рудоносных частей системы.

Типовые модели и результаты анализа данных изучения конкретных месторождений позволяют выделить ведущие признаки:

1) состав и строение продуктивной вулканоплутонической ассоциации и ее положение в истории развития вулканоплутонического пояса;

2) состав продуктивных плутонов и рудоносных порфировых фаз;

3) гидротермально-метасоматические изменения (состав и зональность);

4) состав руд, их геохимические характеристики и зональность;

5) наличие и состав сопряженной рудной минерализации, связанной с той же продуктивной вулканоплутонической ассоциацией, но проявленной вне месторождений.

Анализ соотношений этих признаков показал, что при тесной их взаимосвязи конкретное выражение каждого из них определяется составом вулканоплутонических ассоциаций и входящих в них продуктивных плутонов, включая рудоносные порфировые фазы [3]. В то же время петрохимический профиль продуктивного магматизма во многом зависит от геотектонической и палеотектонической позиции вулканоплутонических поясов, состава и строения их субстрата, нередко выступающего в качестве рамы интрузивных массивов. Все это позволяет на основе анализа ведущих признаков месторождений, находящихся в различных вулканоплутонических поясах либо в разных их частях, выделить главные типы рудных районов [3, 8, 9].

Рудные районы рассматриваются как те или иные части вулканоплутонических поясов, которые различаются по палеотектонической позиции, отраженной в петрохимическом профиле продуктивного магматизма и зависящих от него характеристиках соответствующих месторождений. Такой подход к типизации рудных районов отвечает современным методам прогнозно-металлогенетических исследований, основывающимся на формационном анализе, и базируется на закономерном вхождении того или иного эндогенного месторождения в достаточно определенное магматическое сообщество (формацию, вулканоплутоническую ассоциацию) при пространственно-генетических связях оруденения и магматизма.

Таким образом, типизация районов может быть проведена на основе группировки месторождений по ведущим признакам: составу рудоносных порфировых и предшествующих им фанеритовых фаз с учетом последовательности становления всех интрузивных образований, входящих в продуктивные плутоны; определению геологической и палеотектонической позиции каждой из выделенных групп месторождений в вулканоплутонических поясах; сравнению этих групп по геохимическим характеристикам руд и специфике гидротермально-метасоматических преобразований. Выявление различий между группами месторождений по названным признакам, иными словами, применение методов рудно-формационного анализа, создает необходимую базу для выделения различных типов рудных районов.

Группировка месторождений по составу и последовательности становления интрузивных пород продуктивных плутонов, основанная на материалах по детально изученным объектам, рассмотрена различными исследователями [3, 8, 9]. Эта группировка устанавливает принадлежность различных по составу порфировых интрузивов к четырем рядам плутоногенных образований. Эти ряды, с различной полнотой представленные на конкретных месторождениях, отвечают следующим последовательностям:

1) диориты, кварцевые диориты — гранодиориты, гранодиорит-порфиры (монциониты, кварцевые монциониты) — граниты — гранит-порфиры (Бренда, Моренси, Каджаран, Сорское и др.);

2) диориты — кварцевые диориты — гранодиориты — монциониты, кварцевые монциониты — кварцевые монционит-порфиры (Багдад, Бингхем, Каламазу, Мичикилья и др.);

• 3) диориты — кварцевые диориты — гранодиориты с двумя вариантами завершения порфировыми фазами — дацитовые, реже липаритовые порфиры и гранодиорит-порфиры (Бетлехем, Эль-Сальвадор, Коунрад, Алмалыкская группа, Коксай, Эрдэнтуин-Обо и др.);

4) диориты — кварцевые диориты — кварцевые диорит-порфиры, иногда плагиогранит-порфиры (Пангуна, Колоула, Плесиунми, Салаватское и др.).

Из них лишь первому присущи признаки гетерогенности при наличии на нескольких объектах существенных разрывов во времени между внедрением начальных и конечных составляющих. Что же касается остальных рядов, то образующие их разности пород принадлежат к последовательно сменяющим друг друга фазам единых интрузивных комплексов, хотя в отдельных случаях рассматриваются и как фациальные аналоги тех или иных фаз. Следует отметить, что достоверность информации о последовательности формирования интрузивных образований и их соотношениях зависит от уровня изученности месторождений, а нередко и от позиции исследователей. Однако наличие противоречивых интерпретаций фаз и фаций на некоторых месторождениях не препятствует выделению названных рядов интрузивных пород, которые различаются по петрологическому профилю и реально присутствующему полно либо частично на конкретных месторождениях.

Принадлежность рудоносных порфировых интрузий к различным рядам требует уточнения формационной принадлежности продуктивных на медно-порфировое оруденение магматических комплексов. Не рассматривая детально этот важный вопрос, требующий специальных исследований, перечислим лишь главные особенности этих рядов.

В строении всех рядов участвуют диориты и гранодиориты, нередко составляющие основные части плутонов и подтверждающие принадлежность медно-порфирового оруденения к металлогеническим процессам, связанным с андезитоидным магматизмом. Важными характеристиками рядов являются их гомодромность и общность состава рудоносных порфировых фаз, завершающих ряд, с

составами пород предшествующих, обычно главных, фаз. В целом каждый из рядов допустимо рассматривать в качестве конкретных представителей андезитондной группы плутоногенных формаций. Исключение могут составлять гранитоидные ряды первой группы, хотя и они нередко начинаются с диоритов и гранодиоритов. Исходя из составов рудоносных порфировых фаз и пород, количественно преобладающих в рядах, последние, так же как и отвечающие им месторождения, могут быть разделены следующим образом: гранодиорит — гранитовый (группа I), гранодиорит — монцитонитовый (группа II), гранодиоритовый (группа III), диоритовый (группа IV). Эти ряды существенно различаются по геологической и палеотектонической позициям, что видно из последующего анализа размещения месторождений соответствующих групп.

Месторождения группы I известны лишь в провинциях андезитондных вулканоплутонических поясов, где они преимущественно тяготеют к структурам обрамления и выступам субстрата на флангах поясов.

Специфика позиции месторождений этой группы наиболее отчетливо выражена в рудном районе Колорадо (Юго-Запад США) и в восточных районах Британской Колумбии (Канада).

Рудный район Колорадо, охватывающий восточную часть одноименного плато, включает такие месторождения, как Клаймакс и Юрэд-Гендерсон и выделяется под названием орогена Передового хребта, представляющего часть третичного вулканоплутонического пояса. По данным К. Кларка [9], эта часть Юго-Запада США, сложенная докембрийскими образованиями, включая и гранитоидные массивы, в течение почти всего палеозоя представляла собой устойчивое поднятие, которое в карбоне (пенсильвании) и юре — мелу на флангах было вовлечено в миогеосинклинальное развитие. Это поднятие (срединный массив) в палеогене — неогене испытало активизацию с развитием вулканоплутонического пояса. Месторождения располагаются во внутренних частях либо на флангах последнего в пределах выступов докембрийского основания, прорванного многофазными интрузиями гранитоидов.

Месторождения востока Британской Колумбии (Эндако, Босс Маунтин, Ред Маунтин) расположены в протяженном метаморфическом поясе Оминек, сложенном докембрийскими толщами, метаморфизованными миогеосинклинальными отложениями среднего — позднего палеозоя и юрско-меловыми батолитами. Этот пояс, рассматриваемый К. Кларком [9] в качестве континентальной глыбы, в пенсильванское время на флангах вовлекался в прогибание, а в юре — мелу подвергся складчатости, сопровождавшейся внедрением гранитоидов. На западе он граничит с мел-палеогеновым вулканоплутоническим Межгорным поясом, становление которого сопровождалось активизацией прилегающих частей зоны Оминек с внедрением интрузий продуктивной гранодиорит-гранитовой формации.

Похожая позиция у месторождений рудных районов Малоказказской провинции, основной структурный элемент которой —

Мисхано-Зангезурское поднятие, образованное докембрийско-нижнепалеозойскими комплексами и обрамленное на флангах верхнедевонскими отложениями. Это поднятие, граничащее с Кафанской юрско-меловой эвгеосинклиналью, в эоцене — миоцене испытало активизацию с формированием вулканоплутонического пояса, где главная роль принадлежит интрузиям Мегринского плутона, сочетающего в себе породы раннего монзонитоидного комплекса и последующего гранодиорит-гранитового. Месторождения концентрируются в пределах выступов докембрия, прорванных интрузивными массивами, либо располагаются в локальных внутритропических поднятиях при тесной связи с телами гранит-порфиров, реже — калиевых гранодиорит-порфиров [9].

В Каратасском районе Северо-Западного Прибалхашья позиция месторождения Каратас-IV определяется его приуроченностью к устойчивому древнему поднятию (Новалы — Кызылэспинский антиклинорий) с гранитоидными плутонами позднего ордовика и среднего девона, активизированному (с внедрением интрузий) в карбоне в связи со становлением вулканоплутонического пояса на прилегающей с востока площади.

Примером месторождений рассматриваемой группы могут быть объекты Сорского рудного района. Последний охватывает Уйбатский устойчивый блок, миогеосинклинальное развитие которого закончилось к раннему кембрию [24]. Интрузии продуктивного гранодиорит-гранитового тигертышского комплекса датируются поздним кембрием — ордовиком, оторваны от периода консолидации Уйбатского блока и могут рассматриваться в качестве продуктов тектономагматической активизации, хотя некоторыми исследователями они интерпретируются как орогенные образования.

В рассмотренном примере вулканогенные образования, предшествующие продуктивным плутонам, пока достоверно не описаны, а общая обстановка близка к плутоногенам в понимании Л. И. Красного [7].

Общая черта месторождений группы I как в рассмотренных, так и в других медно-порфировых провинциях — приуроченность их к жестким устойчивым блокам и связь оруденения с интрузиями, значительно оторванными от времени консолидации таких блоков. Изложенное позволяет отнести месторождения группы I к рудным районам **эпикратонного типа**, которые отвечают древним срединным (краевым) массивам и блокам ранней консолидации, вовлеченным в процессы активизации в связи со становлением вулканоплутонических поясов.

Месторождения группы II также принадлежат провинциям андезитоидных вулканоплутонических поясов, однако занимают в них существенно иную позицию.

В Британской Колумбии и США месторождения, включенные в группу II, хотя и находятся в пределах позднемеловых — палеогеновых вулканоплутонических поясов, но тяготеют к их краевым западным частям. Такие отрезки поясов сформированы на миогеосинклинальных комплексах, которые развиты либо в зонах пери-

кратонных опусканий, либо на флангах срединных массивов, либо в относительно самостоятельных миогеосинклиналях, занимающих промежуточное положение между близкими по возрасту окраинно-океаническими эвгеосинклиналями и устойчивыми блоками палеоконтинента.

В Перуанско-Чилийской провинции к рассматриваемой группе принадлежит большая часть месторождений. В первую очередь это относится к объектам, располагающимся в восточных частях позднемелового — раннетретичного, олигоцен-миоценового и позднеплиоценово-четвертичного вулканоплутонических поясов, с интрузиями которых связаны медно-порфировые месторождения провинции, отвечающие по возрасту трем диапазонам: 58,8—39; 33—20,6; 9,9—4,6 млн. лет [9].

Х. Фрутос [9] показал, что вулканоплутонические пояса развиваются в относительно узкой зоне на субстрате, образованном выступами палеозоя, миогеосинклинальными комплексами верхнего триаса — неокома, содержащими значительные объемы карбонатных толщ и эвапоритов, палеозойскими и мезозойскими гранитоидами. Эвгеосинклинальные комплексы позднего триаса — позднего мела предполагаются в основании западных частей поясов, в первую очередь позднемелового — раннетретичного, к западу от поднятия палеозойского цоколя, возникшего в начале андийского цикла. На примере Кордильеры Домейко и Западных Анд, подробно рассмотренных этим автором, устанавливается, что районы, включающие месторождения анализируемой группы, отвечают тем частям вулканоплутонических поясов, которые обладают миогеосинклинальным субстратом.

В провинции Юкона и Аляски месторождения, общие по основным характеристикам с типовыми объектами группы II, концентрируются в восточной части, так называемой окраинно-континентальной зоны (Казино, Дэннис, Таурис и др.). Эти части провинции, по данным В. Холлистера и др. [34], образованы среднемеловыми — раннетретичными вулканитами и близвозрастными с ними интрузиями, которые составляют протяженный вулканоплутонический пояс, заложённый и сформированный на позднепалеозойских — раннемезозойских миогеосинклинальных комплексах. Последние обрамляют с юго-запада и запада Юконскую платформу и северное продолжение метаморфического пояса Оминка.

В СССР пока неизвестны значительные месторождения меднопорфирового типа, находящиеся в подобной позиции. Вместе с тем близкой обстановкой характеризуются восточные фланги Новалы-Кызылэспинского поднятия, обрамленного миогеосинклинальными девонскими отложениями, которые составляют субстрат ранне-среднекаменноугольного вулканоплутонического пояса.

Эти примеры показывают, что месторождения группы II объединяет общность позиции, отвечающей частям вулканоплутонических поясов, заложённым и развивавшимся на миогеосинклинальных комплексах обрамления устойчивых поднятий либо срединных массивов. Подобные части вулканоплутонических поясов, содер-

жащие промышленные медно-порфировые месторождения, выделяются в качестве рудных районов **эпимиогeosинклинального типа**.

Месторождения группы III в большинстве случаев располагаются вблизи внутренних частей андезитовых вулканоплутонических поясов. Эти части, почти одновозрастные с фланговыми, эпимиогeosинклинальными, отличаются составом субстрата.

Показателен пример неогеновых месторождений, расположенных на севере Перуанско-Чилийской провинции на территории Эквадора, Колумбии, Панамы и Венесуэлы. П. Гуссенс [9] разделяет эту часть Южно-Американского континента на Восточный и Западный мегаблоки, из которых первый принадлежит докайнозойскому континентальному цоколю. Западный блок, образованный толентовыми базальтами и андезитами, выделяется как фрагмент докайнозойской коры океанического характера, являющийся субстратом неогенового вулканоплутонического пояса, в пределах которого и размещаются медно-порфировые месторождения. П. Гуссенс придает решающее значение эвгeosинклинальному составу субстрата пояса, связывая формирование месторождений с процессами экстракции и перераспределения меди из толентов основания.

В более южных частях провинции, на территории Чили, месторождения, соответствующие по характеристикам группе III объектов, располагаются в западных частях позднемелового палеогенового вулканоплутонического пояса, сформированного на ранее возникших эвгeosинклинальных комплексах, принадлежащих, по данным Х. Фрутоса [9], позднему триасу — мелу.

Орхоно-Селенгинский пермско-триасовый вулканоплутонический пояс на территории МНР включает Эрдэнэтский рудный район с месторождением Эрдэнтуин-Обо и группой рудопоявлений. Этот район соответствует южному флангу пояса, сформированному на вендско-раннекембрийских эвгeosинклинальных отложениях, которые принадлежат подвижной зоне, обрамляющей с севера протерозойский Центрально-Монгольский массив. Субстрат пояса образован зелеными сланцами, толентовыми базальтами и прорывающими те и другие нижнепалеозойскими гранитоидами и выступает в центральной части района.

В СССР близки по позиции месторождения Коунрадского и Коксайского районов. В обоих случаях они приурочены к тем частям ранне-среднекаменноугольных поясов, в основании которых располагаются блоки, образованные эвгeosинклинальными комплексами, которые частично перекрыты миогeosинклинальными отложениями.

Изложенного достаточно для установления общности позиции месторождений группы III — их размещения на отрезках вулканоплутонических поясов с эвгeosинклинальным субстратом. Такой обстановке нахождения медно-порфировых месторождений отвечают рудные районы **эпизвгeosинклинального типа**.

Все три выделенных типа рудных районов принадлежат к провинциям андезитовых вулканоплутонических поясов и являются

ся их составной частью, различаются по составу субстрата, отражающему главным образом специфику режима предшествующего развития того или иного региона. Эти типы районов отчетливо устанавливаются в вулcano-плутонических поясах различного возраста от начала палеозоя до антропогена, опровергая представления об исключительной приуроченности медно-порфировых месторождений к ограниченному отрезкам геологической истории развития Земли. С другой стороны, подтверждается положение о принадлежности андезитовидных вулcano-плутонических поясов не к экзотическим, а к достаточно самостоятельным геологическим процессам, происходившим по крайней мере в границах фанерозоя.

Месторождения группы IV характерны лишь для провинций базальтоидных вулcano-плутонических поясов и представляют собой относительно новый элемент металлогении последних. По геолого-генетическим характеристикам эти объекты отличаются от классических медно-порфировых месторождений андезитовидных поясов, а по геолого-экономическим критериям достаточно близки к месторождениям, находящимся в иной геотектонической позиции, но имеющим близкие формы проявлений медной минерализации, уровни концентрации меди и запасы руды.

Месторождения данной группы приурочены к определенным зонам эвгеосинклиналей. Связь подобных месторождений с поздними этапами собственно геосинклинального развития подвижных поясов, показанная Ю. А. Билибиным на примере Бошекульского месторождения, подтвердилась открытием месторождений в эвгеосинклинальных зонах Урала, Антильской (Карибской) провинции, Юго-Восточной Азии, Юкона и Аляски.

Недавно открытые в Юго-Восточной Азии месторождения с характеристиками, близкими к объектам IV группы, связаны с интрузиями неоген-антропогенового и антропогенового возраста (Пангуна, Маркоппер, Колоула и др.).

В филиппинской части провинции месторождения располагаются в третьей от филиппинского желоба островной дуге, приурочены к штокам кварцевых диоритов миоцена, прорывающим вулканические эоцены и олигоцены и ассоциирующиеся с ними осадочные толщи, и принадлежат к островодужным вулcano-плутоническим ассоциациям [31].

С. Титлей [30] показал, что медно-порфировые месторождения Новой Британии и Соломоновых островов расположены вблизи осевых зон фронтальных частей островных дуг и приурочены к интрузиям диоритов и кварцевых диоритов, возраст которых изменяется от миоцена — плиоцена до плейстоцена. В сходной позиции локализованы месторождения Новой Гвинеи (Фрида Ривер, Кайнакту, Вайтоме).

Месторождения Антильского архипелага (Гаити, Ямайка, Пуэрто-Рико, Доминиканская Республика) рассмотрены в работах С. Кезлера и др. [31, 33], Д. Кокса и др. [9]. Эти исследователи на примере месторождений Лаундри Крик, Танама, Рио-Виви, Ла Муда и др. показали связь оруденения со штоками кварцевых и

роговообманково-кварцевых диоритов (абс. возраст 20—30 млн. лет), принадлежащих вместе с вмещающими вулканитами юрско-меловым и третичным островным дугам.

На Аляске, по данным В. Холлистера, С. Анцалоне, Д. Рихтера [34], медно-порфи́ровые месторождения этого типа приурочены к диоритам, роговообманковым диоритам, реже гранатсодержащим диоритам, которые входят в состав раннеюрских, позднеюрско-раннемеловых и третичных островодужных вулканоплутонических ассоциаций и включают вулканиты базальтового, андезит-базальтового и андезитового состава. Месторождения и рудопроявления этой провинции (Костелло Крик, Грабстейк, Индиан Пасс Лейк, Баумтофф и др.) по характеристикам соответствуют «диоритовой» модели В. Холлистера.

На Урале к рассматриваемой группе относятся Салаватское, подробно описанное Б. Д. Магадеевым, Биргильдинское, Вознесенское месторождения и ряд рудопоявлений. Наиболее интересное из них — Салаватское — приурочено к барьерной зоне позднедевонско-эйфельской островной дуги. Основание этой зоны сложено базальтами недифференцированной формации, а сама зона представляет собой протяженную вулканогенную гряду (аккумулятивный хребет), образованную вулканитами андезит-базальтового состава. На Салаватском месторождении оруденение связано с кварцевыми диоритами, охватывает сложенный ими массив и вмещающие туфы пироксен-плагиоклазовых порфиритов.

Меденосность барьерных зон палеозойских островных дуг Южного Урала следует рассматривать как отражение продуктивности натровой серии базальтоидного магматизма, с дифференцированными формациями которых связано колчеданное оруденение [8, 9].

В целом, месторождения рассмотренной группы принадлежат к районам, отличающимся от классических медно-порфировых, и располагаются в барьерных зонах эвгеосинклиналей — базальтоидных вулканоплутонических поясов. Соответствующие участки подобных поясов выделяются в качестве **островодужного (эвгеосинклиналиного)** типа рудных районов.

Различия в геологической позиции выделенных типов рудных районов решающим образом влияют на состав продуктивных вулканоплутонических ассоциаций. Естественно предположить, что специфика последних должна отражаться и в металлогенических характеристиках, в первую очередь в геохимических особенностях руд месторождений, ассоциирующих с различными по составу порфировыми интрузиями. Первоочередной интерес представляет сопоставление месторождений из районов разного типа по таким доступным показателям, как отношение содержания меди и молибдена в первичных рудах, концентрации рения в молибдените, содержание в рудах благородных металлов.

Автором проанализировано распределение месторождений по величине медно-молибденового отношения с учетом состава рудосносных порфировых интрузивов (рис. 1). В выборку были вклю-

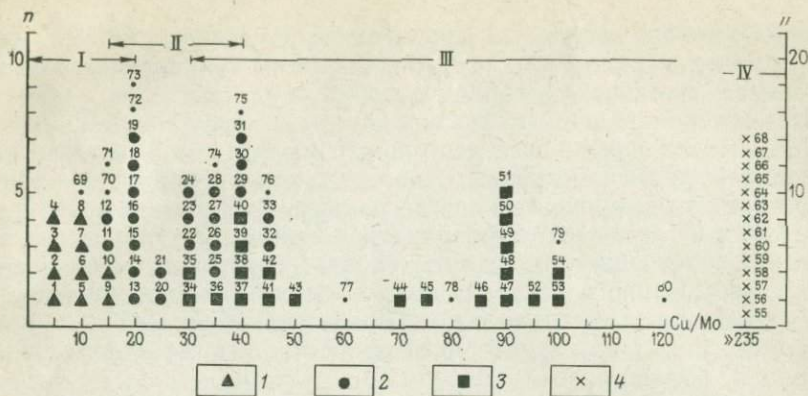


Рис. 1. Распределение медно-молибден-порфировых, молибден-медно-порфировых и медно-порфировых месторождений по составу рудоносных порфировых интрузивов и величине медно-молибденового отношения. По материалам разных авторов [3, 9, 15, 18, 19, 30].

Состав месторождений, ассоциирующих с порфировыми интрузивами: I — гранит-порфирами (1); II — кварцевыми мондонит-порфирами и мондонит-порфирами (2); III — гранодиорит-порфирами (3); IV — кварцевыми диоритовыми порфиритами, диоритовыми порфиритами, в отдельных случаях с плагιοгранит-порфирами (4). Точки обозначены объекты, по которым данные о составе интрузивов противоречивы.

Цифрами обозначены месторождения: 1 — Бренда, 2 — Каджаран, 3 — Сорское, 4 — Бугдая, 5 — Кастр Дом, 6 — Сьеррита, 7 — Агарак, 8 — Анкаван, 9 — Моренси, 10 — Саффорд, 11 — Чауча, 12 — Минерал Парк, 13 — Багдад, 14 — Силвер Белл, 15 — Эсперанца, 16 — Ла Кариад, 17 — Яндера, 18 — Санта Рита, 19 — Квеллевоке, 20 — Бингхэм, 21 — Или, 22 — Каламазу, 23 — Чукикамата, 24 — Мичикилья, 25 — Миши, 26 — Куахоне, 27 — Серро Верде, 28 — Морокоча, 29 — Пайма, 30 — Андаколло, 31 — Пачон, 32 — Рэй, 33 — Рио Бланко, 34 — Бетлехем, 35 — Лорнекс, 36 — Кызылту, 37 — Гибралтар, 38 — Сар Чешме, 39 — Эрдеунту-Обо, 40 — Саидак, 41 — Эль Сальвадор, 42 — Сурвэн-Сухайт, 43 — Токвепала, 44 — Кальмакыр, 45 — Борлы, 46 — Байское, 47 — Эль Абра, 48 — Коктаджал, 49 — Коунрад, 50 — Коксай, 51 — Аксук, 52 — Сары Чеку, 53 — Алмалы, 54 — Актогай, 55 — Маркопер, 56 — Колоула, 57 — Плесуми, 58 — Пангуна, 59 — Фрида Ривер, 60 — Манус, 61 — Сев. Танама, 62 — Южн. Танама, 63 — Сапо Алегре, 64 — Хелечо, 65 — Моча, 66 — Ла Мула, 67 — Кюон, 68 — Салаватское, 69 — Чоча, 70 — Казино, 71 — Лиллуэт, 72 — Чино, 73 — Лэйард Коппер, 74 — Торомочо, 75 — Пашпап, 76 — Пинто Вэлли, 77 — Грэнэйл, 78 — Серро Колорадо, 79 — Диспугада, 80 — Мак Гилл

чены лишь те объекты, по которым имеются данные о содержании меди и молибдена в первичных рудах. Такой подход обеспечил повышение достоверности проведенного анализа, хотя и сократил число рассматриваемых месторождений, в том числе и за счет объектов, позиция которых и принадлежность к тому или иному типу по геологическим данным устанавливается однозначно.

Месторождения из районов эпикратонного типа имеют существенно молибденовый и медно-молибденовый состав руд, отвечающий группе молибден-порфировых объектов по В. С. Попову [19]. Отношение меди к молибдену в рудах колеблется от 0,4 (иногда менее) до 20, а в среднем для группы объектов, по которым имеются соответствующие данные, составляет около 13. Эти районы характеризуются минимальными из известных концентрациями рения в молибденитах (рис. 2) и практически отсутствием золота и серебра в рудах. Другая важная особенность — присутствие на некоторых месторождениях оловянной и вольфрамовой минерализации.

Рис. 2. Ренийность молибденита из месторождений, принадлежащих к разным типам районов. Обозначения см. на рис. 1.

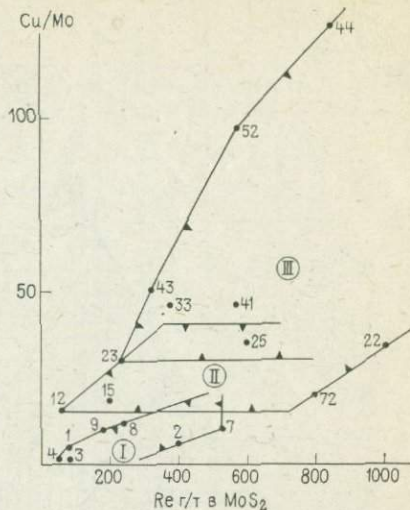
Руды месторождений из районов эпимигеосинклиального типа молибденово-медного состава, отношение меди к молибдену варьирует от 15 до 40. Лишь на двух из 22 учтенных месторождений эта величина близка к 45. Содержания рения в молибденитах на таких объектах более высокие, чем в первой группе, и близкие к средним из известных значений.

Месторождения из районов эпизвгеосинклиального типа характеризуются существенно большими значениями медно-молибденового отношения, которые изменяются от 30 до 120 в приведенной выборке, но достигают 235 по отдельным объектам. При молибденово-медном составе руд таких месторождений концентрации рения в молибденитах достигают максимальных величин.

Районы эвгеосинклиального типа характеризуются существенно медным составом руд месторождений, в которых содержания молибдена не превышают 0,001 % либо оказываются существенно ниже. Важное значение в таких рудах во многих зарубежных месторождениях имеют благородные металлы.

При различиях в средних значениях медно-молибденового отношения для каждого типа районов поля точек месторождений частично перекрываются (см. рис. 1, 2). Причина заключается в недостаточной сопоставимости исходных данных, характеризующих руды с разным бортовым содержанием и месторождения с различной степенью разведанности и глубиной вскрытия эрозионным срезом. Однако не исключается, что близость значений медно-молибденового отношения в различных по геотектонической позиции районах может быть связана со сходством состава субстрата (например, эпикратонные районы с амфиболитовым субстратом и эпизвгеосинклиальные). Поэтому показанные на рис. 1 и принятые в данной работе граничные значения медно-молибденового отношения могут быть в дальнейшем уточнены, хотя в приведенной выборке они наиболее приемлемы.

Представляют интерес данные о золотонности зарубежных месторождений медно-порфирового типа, приведенные на рис. 3. Эта диаграмма, построенная по методу, предложенному С. Кезлером [30], включает информацию по 56 месторождениям, существенно различающимся по золотонности.



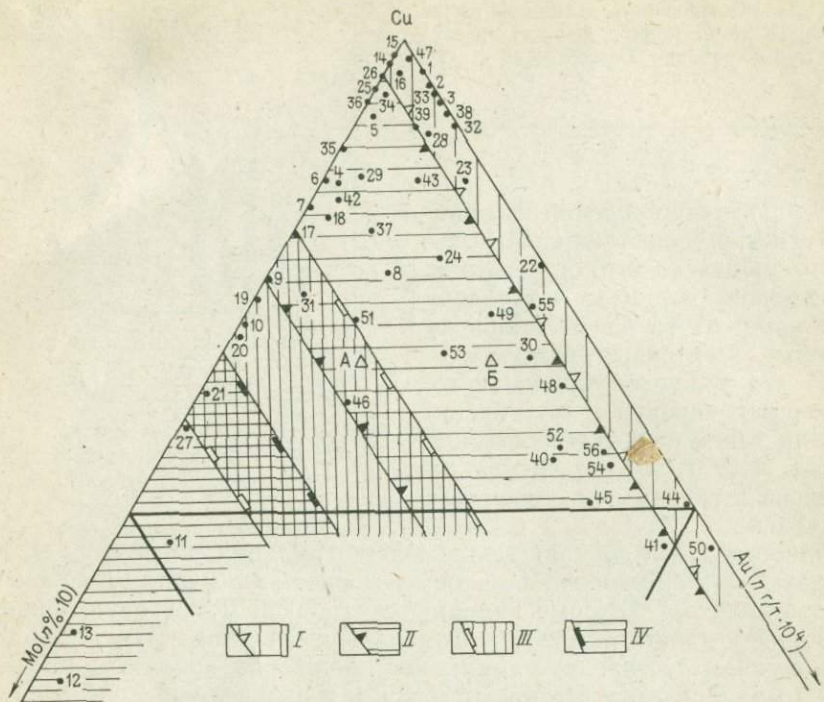


Рис. 3. Соотношения меди, молибдена и золота в рудах зарубежных медно-порфировых месторождений. По материалам разных авторов [9, 30, 32, 46].

Группы месторождений по принятым (на рис. 1) границам медно-молибденового отношения: I — эпикратонные, II — эпимногеосинклинальные, III — эпизэвгеосинклинальные, IV — эвгеосинклинальные. Соотношения кларков в основных (Б) и осадочных (А) породах.

По А. П. Виноградову (1964 г.)

Месторождения Канады: 1 — Карибу Белл, 2 — Бетлехем, 3 — Коппер Маунтин, 4 — Грэннайл, 5 — Вэлли Коппер, 6 — Гибралтар, 7 — Лорнекс, 8 — Айлэнд Коппер, 9 — Лэйард, 10 — Казино, 11 — Хаймонт Ист, 12 — Хаймонт Вест, 13 — Бренда. США и стран Латинской Америки: 14 — Феррингтон, 15 — Сигиз Сервис, 16 — Инспирейши, 17 — Пайма, 18 — Сан Мануэль (Каламазу), 19 — Багдал, 20 — Эсперанца, 21 — Минерал Парк, 22 — Бэтти Маунтин, 23 — Или, 24 — Бингхем, 25 — Рэй, 26 — Чино, 27 — Сьеррита. Центральной Америки: 28 — Петакилья, 29 — Серро Колорадо, 30 — Коннорс, 31 — Сапо Алегре, 32 — Танама, 33 — Рио Виви. Чили: 34 — Чукикамата, 35 — Эль Сальвадор, 36 — Эль Теньенте, 37 — Мичикилья. Юго-Восточной Азии: 38 — Филекс, 39 — Атлас, 40 — Маркоппер, 41 — Пангуна, 42 — Мариндук, 43 — Блэк Маунтин, 44 — Мамут, 45 — Ок Теди, 46 — Яндера, 47 — Фубилай (Маунт Фубилай), 48 — Мбина, 49 — Колоула, 50 — Кабанг Кири, 51 — Сипалей, 52 — Басай, 53 — Арне, 54 — Фрида Ривер, 55 — Плесуми, 56 — Чикора

Наиболее доступны сведения о золотоносности медно-порфировых месторождений Юго-Восточной Азии (табл. 1). На 10 объектах этого региона с известной золотоносностью средние содержания золота колеблются от 0,04 (Сипалей, Филиппины) до 0,9 г/т (Яндера), а концентрации серебра на отдельных объектах достигают 2 г/т. Отметим, что в зонах окисления некоторых месторождений содержания золота существенно выше. В частности, на месторождении Ок Теди (Папуа — Новая Гвинея) в зоне окисления, содержащей лишь 0,02 % меди, запасы золотоносных руд при бортовом содержании 1,5 г/т и среднем 3 г/т составляют 30 млн. т.

При сравнительно бедных медных рудах этих месторождений (0,4—0,7 % меди) на каждую тонну запасов этого металла в недрах приходится от 80 до 100 г золота, а на отдельных объектах и до 200—400 г серебра.

По месторождениям, расположенным на Американских континентах, трудно систематизировать данные о содержании золота в рудах. Что касается получаемого попутно золота, то об этом можно судить по характеристике продукции корпорации Кеннекот, перерабатывающей руды нескольких месторождений Канады и Юго-Запада США. По данным А. Сутулова [10], в 1972 г. этой корпорацией было переработано 58 млн. т руды и получено 460 тыс. т меди, 10,5 т золота и 130 т серебра. Содержания благородных элементов в извлекаемом выражении приблизительно составляют: золота 0,2, серебра 2,8 г/т, а в пересчете на каждую получаемую тонну меди около 25 и 350 г соответственно.

Из рис. 3 можно видеть, что наибольшая золотоносность присуща месторождениям эвгеосинклинальных районов, к которым относятся объекты Юго-Восточной Азии. Меньшее число месторождений с более низкой золотоносностью характеризует районы эпизвгеосинклинального типа. Что же касается районов эпимиогосинклинального и эпикратонного типов, то здесь золотоносны лишь единичные месторождения при самом низком уровне концентраций этого металла. Точки, характеризующие отношения кларков меди, молибдена и золота в осадочных и основных породах, располагаются соответственно в полях эпимиогосинклинальных и эпизвгеосинклинальных месторождений.

Таблица 1  
Золотоносность некоторых медно-порфировых месторождений Юго-Восточной Азии и Океании (По С. Тиглею, 1978 г.)

Месторождение	Абсолютный возраст, млн. лет	Запасы руды, млн. т.	Содержание меди, %	Запасы меди, тыс. т	Содержание молибдена, г/т	Содержание золота, г/т	Запасы золота, т	Доля золота, г на 1 т меди	Содержание серебра, г/т	Запасы серебра, т
Пангуна (Бугенвилль)	4,5—3,4	840	0,46	3864	50	0,51	428,4	110	2,03	1747,0
Ок Теди (Папуа—Новая Гвинея)	1,2	300	0,75	2250	100	0,60	180,0	80	—	—
Мамут (Сабах, Калимантан)	9—1,9	77	0,48	370	10	0,50	38,5	100	—	—
Сипалай (Филиппины)	—	622	0,50	3110	150	0,04	24,88	10	—	—

Для металлогенической характеристики продуктивных на медно-порфировое оруденение вулканоплутонических ассоциаций значительный интерес представляет установление других типов медной минерализации, связанных с вулканогенными образованиями этих ассоциаций либо их групп, входящих в вулканоплутонические пояса.

Подобные проявления медного оруденения в районах эпикратонного типа пока не описаны, что можно объяснить крайне ограниченным распространением на подобных площадях вулканогенных толщ.

В районах эпимиегосинклинального типа медная минерализация в вулканогенных толщах, так или иначе сопряженная с медно-порфировым оруденением, распространена достаточно широко, особенно в Перуанско-Чилийской провинции. Здесь известны вкрапленные пластообразные руды халькопирит-борнит-халькозинного состава, развитые в верхних частях потоков миндалекаменных андезитов и описываемые как руды месторождений типа «мантос» (Эль-Сольдадо, Буэна-Эсперанца и др.). Подобные месторождения локализованы в западных частях юрских и меловых вулканоплутонических поясов упомянутой провинции, на флангах районов медно-порфирового оруденения.

Вопросы генетических связей месторождений типа «мантос», относимых к сингенетичным с вулканизмом образованиям, с медно-порфировыми месторождениями еще не решены. Вместе с тем медная минерализация типа «мантос» может рассматриваться как собственно вулканогенное проявление меденосности продуктивных вулканоплутонических ассоциаций, с интрузивными составляющими которых связано более важное в экономическом отношении оруденение.

Подобные «мантос» проявления медной минерализации известны и в районах эпизгосинклинального типа более древних вулканоплутонических поясов, в частности в Орхоно-Селенгинском поясе на территории МНР. На нескольких участках подобные рудопроявления представлены халькозином (иногда в ассоциации с самородной медью), приуроченным к миндалинам в лавах андезитов и образующим субпластовые зоны в кровле потоков.

Для районов островодужного (эвгосинклинального) типа не установлено проявлений медной минерализации, связанных с вулканизмом продуктивных на медно-порфировое оруденение ассоциаций. Вулканы базальт-андезит-базальтовой формации принадлежат здесь к натровой серии базальтоидного магматизма. Контрастная и непрерывная формации, входящие в эту серию и возникшие ранее базальт-андезит-базальтовой формации во внутренних зонах островодужных геоструктур, определяют их продуктивность на колчеданные руды. В общей структуре древних островных дуг барьерные зоны с медно-порфировым оруденением граничат с внутренними зонами, несущими ранее образованные колчеданные месторождения.

Месторождения из районов различного типа имеют определенные отличия в составе продуктов гидротермально-метасоматических изменений и рисунке зональности последних. Хотя эти отличия не столь контрастны, тем не менее в некоторых работах они вводятся как классификационный признак месторождений [14].

Для большинства месторождений из районов эпикратонного и эпимногеосинклинального типов состав метасоматитов и их зональность соответствуют обобщенной «монцитовой» модели Дж. Лоуэлла и Дж. Джилберта. Эта модель включает ряд концентрических зон, развитых от оси порфирирового штока как в нем самом, так и во вмещающих его породах, и отвечающих следующей закономерной их смене от центра к периферии месторождений.

I. В метасоматитах: а) кварц—калишпат; кварц—биотит—калишпат; б) кварц—биотит—калишпат; в) кварц—серицит; г) кварц—каолинит (развита локально); д) хлорит—эпидот—карбонат (пропилиты).

II. В составе и концентрации руд: а) ядерная зона убогих халькопирит-пирит-молибденитовых руд с наличием на глубине вкрапленности магнетита, преобладающей над пиритом и халькопиритом; б) промышленные руды с преобладанием халькопирита над пиритом (зона «в» метасоматитов); в) пиритовая оболочка, включающая часть зоны пропилитизации; г) периферические проявления полиметаллической с золотом и серебром минерализации во внешней части пиритосодержащих пропилитизированных пород.

III. По форме проявления рудной минерализации: а) вкрапленность, вкрапленность и микропрожилки; б) вкрапленность, преобладающая над прожилками; в) прожилки, преобладающие над вкрапленностью; г) прожилки.

В этих типах районов известны месторождения, где при сохранении отмеченных черт рудной зональности состав и рисунок зональности метасоматитов отличаются от приведенной обобщенной схемы. Примером может служить месторождение Бингхэм (США), где главный тип преобразований — биотитизация, распространенная далеко за пределы зоны промышленных руд и сопровождающаяся пиритизацией.

На месторождениях из районов эпизэвгеосинклинального типа присутствуют основные черты рудной зональности, приведенные выше. В то же время такие объекты отличаются по составу метасоматитов и их распределению относительно рудоносных порфирировых штоков. Эти отличия заключаются в отсутствии на ряде объектов зон калишпатизации либо в расположении их на других объектах не в центральных, а в периферийных частях системы.

Первому случаю отвечают такие хорошо известные месторождения, как Коунрад в СССР и Эрдэнтунн-Обо в МНР. На этих объектах внутренние зоны имеют кварц-серицитовый и кварц-хлорит-серицитовый состав, а внешние характеризуются ариллизацией, относимой некоторыми исследователями к гипергенным преобразованиям. Проявления калишпатизации низкой интенсивности известны далеко за пределами месторождений и не обнаруживают

прямых либо отдаленных связей с процессами формирования их метасоматических зон.

Другой случай может быть рассмотрен на примере месторождений Алмалыкского рудного района в СССР. Здесь рудоносные штоки гранодиорит-порфиоров, так называемого алмалыкского типа прорывают диориты и сопровождаются в экзоконтактах конформными ореолами калишпатизации, продукты которой иногда относятся к сиенит-диоритам. Внутренние и эндоконтактовые зоны штоков охвачены окварцеванием и серицитизацией, распространяющимися и в экзоконтактовые зоны с наложением на значительную часть ореолов калишпатизации. Такие же соотношения серицитовой и калишпатовой зон характерны для месторождения Цаган-Субурга в МНР, где рудоносные штоки не вскрыты, а минерализованная зона представлена штокверком сульфидно-кварцевых прожилков, сопровождающихся серицитизацией, и развита на фоне калишпатизированных диоритов [8, 9].

Месторождения островодужных (эвгеосинклинальных) районов близки по составу и зональности метасоматитов «диоритовой» модели В. Холлистера. На таких объектах типовой рисунок зональности включает внутреннюю существенно серицитовую, промежуточную — биотитовую и внешнюю пропиловую зоны. Эти зоны хотя и присутствуют на многих месторождениях, нередко располагаются и в иной последовательности, при отсутствии калишпатизации, столь характерной для районов эпикратонного и эпимиеогеосинклинального типов.

Отмеченные различия между метасоматитами месторождений из разных типов рудных районов частично используются И. Г. Павловой (1978 г.) для их разделения по глубинам формирования на вулканогенные и плутоногенные. Не оспаривая правомерность подобных подходов, отметим лишь три ограничивающих обстоятельства.

1. Отчетливо выраженная зависимость состава и зональности метасоматитов от состава рудоносных порфировых интрузий и геологической позиции месторождений, отвечающей четырем типам рудных районов.

2. Значительный вертикальный размах как самих медно-порфировых систем (до 5 км), так и входящих в них зон промышленных руд (до 2 км), при возможном сообщении систем с дневной поверхностью и формировании руд на глубинах от 2 до 3 км, что показано В. С. Поповым [19] и подтверждается новыми публикациями по глубоко вскрытым месторождениям (Бингхэм, Юрэд-Гендерсон, Клаймакс).

3. Развитие на относимых к разноглубинным месторождениям одинаковых по  $P-T$  условиям формирования зон серицитизации и аргиллизации.

Различия между месторождениями, относимыми к вулканогенным и плутоногенным, заключаются не столько в глубинах их формирования, сколько в уровнях эрозионного среза и глубине

вскрытия медно-порфировых систем со специфическими характеристиками в районах разного типа.

Рассмотренные выше различия в основных характеристиках месторождений с разной геологической и палеотектонической позицией удовлетворительно объясняются принадлежностью таких месторождений к четырем различным типам районов, которые в обобщенном виде охарактеризованы в табл. 2.

Из приведенных характеристик рудных районов различного типа отчетливо видна взаимосвязь между составом субстрата вулканоплутонических поясов, петрологическими особенностями рудоносных интрузивных образований и минералого-геохимическими характеристиками руд и метасоматитов.

Эта взаимосвязь может свидетельствовать о существенной роли корового материала в рудном веществе месторождений, являющихся следствием взаимодействия магматических расплавов с интрузируемой колонной пород основания вулканоплутонических поясов. Отмечается близость отношений кларков меди и молибдена в породах, близких к составу субстрата, и отношений этих металлов в рудах месторождений из районов разного типа. Так, отношения кларков упомянутых элементов, по А. П. Виноградову, составляют в кислых породах 20, в осадочных 28, в средних 40, в основных 70. В рудах месторождений медно-молибденовое отношение характеризуется следующими величинами: в районах эпикратонного типа 0,4—20 (ср. 13), в районах эпимиогеосинклинального типа 15—40 (ср. 27,4); в районах эпизвгеосинклинального типа 30—235 (ср. 132,5); в эвгеосинклинальных районах >250. Различия в отношениях кларков и содержаний можно было бы отнести за счет неодинакового поведения меди и молибдена в процессах рудообразования. Вместе с тем данные В. С. Попова [19] по медно-молибденовым месторождениям свидетельствуют о том, что оба элемента имеют близкие значения степени концентрации, изменяющиеся от объекта к объекту от 50 до 500 для меди и от 35 до 500 для молибдена. В этом случае эти различия могут быть отнесены за счет гетерогенности субстрата в каждом из типов рудных районов.

Вопрос о возможном участии рудного вещества, рассеянного в субстрате вулканоплутонических поясов, рассматривался многими исследователями.

Для эпизвгеосинклинальных районов Северных Анд Х. Фрутос [9] отмечает, что толеитовые вулканиты основания пояса несут аномально высокие содержания меди, которая могла быть мобилизована в связи с процессами известково-щелочного магматизма. В этом случае зональное распределение минерализации вокруг рудоносных порфировых интрузий, выражающееся в появлении на их обрамлении полиметаллического с серебром оруденения, относится за счет мобилизации рассеянных в субстрате компонентов и их различной перегруппировке на флюидном фронте магматических тел.

## Типы провинций и рудных районов

Типы провинций и их геотектоническая позиция	Типы рудных районов и их позиция	Продуктивные плутонические	
		Вулканогенные формации	
I. Андезитоидные вулканоплутонические пояса и их обрамление (мезозойско-кайнозойские окраинно-континентальные геоструктуры и палеозойские сводово-глыбовые области)	Ia. Эпикратонные (краевые и срединные массивы, блоки ранней консолидации, активизированные на флангах вулканоплутонических поясов)		
		В мезозойско-кайнозойских районах: известково-щелочные андезитовые и андезит-риодацитовые	
	Iб. Эпимиогеосинклинальные (участки вулканоплутонических поясов с миогеосинклинальным субстратом)		
Iв. Эпизвгеосинклинальные (участки вулканоплутонических поясов с эвгеосинклинальным субстратом, иногда частично перекрытым миогеосинклинальными комплексами)	В палеозойских районах:		
	андезит — дацит-липаритовые нормальной щелочности		

## медно-порфирового оруденения

вулканодассоциации	Метасоматические изменения и их типовая зональность (в последовательности от внутренних частей месторождений)					Геохимические характеристики руд		Примеры провинций и месторождений	
	Типовые ряды интрузивных пород и состав рудоносных фаз (подчеркнуты)	К	Б	С	А	П	Cu/Mo		содержание Re в молибденах, г/т
В мезозойско-кайнозойских районах: <u>диориты</u> , кварцевые <u>диориты</u> — <u>гранодиориты</u> , <u>гранодиорит-порфиры</u> — <u>монциты</u> , <u>кварцевые монциты</u> — <u>гранит-порфиры</u> В палеозойских районах: <u>диориты</u> — <u>гранодиориты</u> — <u>граниты</u> — <u>гранит-порфиры</u>	1		2	3	4		0,4—20 (ср. 13)	50—550	Юго-Запад США (Клаймакс, Юрэд-Гендерсон). Британская Колумбия (Бренда, Босс Маунтин). Малый Кавказ (Каджаран, Агарак). Кузнецкий Алатау (Сорское)
<u>диориты-кварцевые диориты</u> — <u>гранодиориты</u> — <u>монциты</u> , <u>кварцевые монциты</u> — <u>кварцевые монцит-порфиры</u> В мезозойско-кайнозойских районах: <u>диориты</u> — <u>кварцевые диориты</u> — <u>гранодиориты</u> — <u>гранодиорит-порфиры</u> , <u>дацитовые</u> , <u>липаритовые порфиры</u>	1		2	3	4		15—40 до 45	От 50—200 до 800—100	Восточная часть Перуанско-Чилийской провинции (Куахоне, Чукикамата). Юго-Запад США (Или, Бингхем) Филиппинско-Новогвинейская (Ок Теди)
		1	2						
	2		1		3		30—235	200—1000 до 1600	

Типы провинций и их геотектоническая позиция	Типы рудных районов и их позиция	Продуктивные плутонические	
		Вулканогенные формации	
II. Базальтоидные вулканоплутонические пояса (периокеанические эвгеосинклинали — островодужные геоструктуры)	IIa. Эвгеосинклинальные (барьерные зоны островодужных геоструктур)	Натровые базальт-андезитовые	

Условные обозначения: К—кальцитизация±биотитизация, Б—биоти-

Образование рудоносных магм некоторые исследователи рассматривают с позиций концепции тектоники плит. Формирование сульфидов медно-порфировых месторождений связывается с процессами генерации сероводорода в зоне субдукции за счет пирита переплавляемых толентовых плит и миграции его вместе с магмой в верхние части коры. При этом извлечение металлов могло происходить как из поднимающихся расплавов, так из металлоносных рассолов и интрузируемых пород.

В медно-порфировых месторождениях не исключается сочетание различных по происхождению рудных компонентов: ювенильных, связанных с подкоровыми базальтовыми расплавами или палингеничными внутрикоровыми магмами, и коровых, рассеянных во вмещающих породах и экстрагируемых гидротермальными растворами либо внемагматическими подземными водами [22]. Доля каждого из источников в известных рудах не поддается оценке. Вместе с тем на примере Алмалыкского рудного района И. М. Головановым [6] показаны высокие содержания меди и серы в по-

вулканогенные ассоциации	Метасоматические изменения и их типовая зональность (в последовательности от внутренних частей месторождений)					Геохимические характеристики руд		Примеры провинций и месторождений
	Типовые ряды интрузивных пород и состав рудоносных фаз (подчеркнуты)	К	Б	С	А	П	Си/Мо	
В палеозойских районах: диориты — кварцевые диориты — гранодиориты — <u>гранодиорит-порфиры</u>								
<u>Диориты</u> — кварцевые диориты — <u>кварцевые диоритовые порфиры</u> , иногда <u>плаггиогранит</u> — <u>порфиры</u>		2	1			3	250	Филиппинско-Новогвинейская (Папгуна, Маркоппер). Антилльская (Риовиви, Танама). Уральская (Салаватское)
		1				2		
				1	2	3		

тизация, С — серицитизация и окварцевание, А — аргиллизация, П — пропилитизация.

родах, сформированных до внедрения рудоносных порфировых интрузий. Количество меди, рассеянной в андезито-базальтах (до 100 г/т) и гранитоидах (60—130 г/т), достаточно для того, чтобы при выщелачивании пород в объеме 5 км<sup>3</sup> (средний объем измененных пород медно-порфировых месторождений) могло возникнуть промышленное месторождение. Широко проявленная в этом районе ангидритизация рассматривается С. Т. Бадаловым и другими исследователями [11] как результат вовлечения в процессы рудообразования эвапоритсодержащих осадочных пород. Ассимиляция таких пород расплавами могла сопровождаться восстановлением сульфатной серы с высвобождением кислорода, фермированием сульфидов и магнетита. Процессы перегруппировки рассеянных металлов и серы с их концентрацией в рудных телах связываются при этом с активизирующим воздействием флюидных фаз порфировых интрузий [6, 11].

Важное значение имеет обобщение данных исследований изотопии Н, О<sub>2</sub>, Pb, S, выполненное В. Холлистером [9], помогаю-

щее судить о соотношениях ювенильных и коровых источников в веществе медно-порфировых месторождений. Это обобщение показывает, что при верхнемантийном источнике рудоносных магм и определенного объема рудного вещества геохимическая специализация медно-порфировых месторождений зависит от состава и мощности коры, а в формировании медно-порфировых систем участвуют как ювенильные, так и метеорные воды. В соответствии с этим «монзонитовым» моделям месторождений с повышенными и высокими содержаниями молибдена соответствуют значительные мощности сиалической коры на срединных массивах и их флангах (районы эпикратонного и эпимиегосинклинального типов). Для «диоритовой» модели, отличающейся прежде всего отсутствием молибдена (либо весьма низким его содержанием) и повышенными концентрациями меди, характерна обстановка незрелой коры, имеющей преимущественно океанический состав и содержащей относительно маломощные блоки и клинья сиалического материала, что характерно для островодужного (эвгеосинклинального) и отчасти для эпизевгеосинклинального типов районов.

При принятии внемагматического источника рудного вещества первичным магматическим расплавам, независимо от механизма генерации, отводится роль иницирующего фактора, рудообразующее значение которого определяется составом интрузируемой и перерабатываемой коры, из которой возможна экстракция рассеянных компонентов флюидным фронтом продвигающихся магматических масс. Очевидно, что в этом случае рудообразующие флюидные фазы могут возникать за счет подземных вод, активизированных магматическими расплавами и продвигающихся вместе с ними к поверхности в качестве опережающей волны. Однако подобные схемы поступления рудного вещества нуждаются в объяснении причин и механизма его концентрации в относительно небольших (по сравнению с общими параметрами плутонов и магматических колонн) интрузивных телах и связи руд только с порфировыми фазами.

Представления о формировании медно-порфировых месторождений по ортогенетической схеме исходят из наличия рудного вещества в самих магматических расплавах независимо от того, является ли оно ювенильным, либо заимствованным из коры при ее переработке. Детальный анализ физико-химических условий реализации ортогенетических моделей выполнен Е. В. Пучковым [9]. Более ранние отечественные и зарубежные разработки описаны В. С. Поповым [19].

В обобщенном виде ортогенетическая схема допускает существование парогидротермальных систем в апикальных частях штоков с конвективной циркуляцией летучих фаз. В развитии таких систем выделяются отщепление летучих с частичной изоляцией плотных рассолов внутри штока и выходом флюидных фаз за его пределы. Рассолы образуют внутреннюю конвективную систему, где происходит калишпатизация, а конденсированные из флюидных фаз растворы вызывают серицитизацию и аргиллизацию в

области верхних частей штока. Охлаждение этих растворов в приповерхностной зоне приводит к их нисходящему движению с вовлечением в гидротермальную систему метеорных вод, роль которых может быть весьма значительной.

В ортогенетических схемах различия в строении метасоматической зональности объясняются спецификой становления рудоносных штоков и развития парогидротермальных систем, что не учитывает ярко выраженных зависимостей главных характеристик интрузий и месторождений от состава коры.

Вопросы генезиса медно-порфировых месторождений, касающиеся ключевых разделов теории гидротермального рудообразования, еще далеки от окончательного разрешения, а большой материал изучения месторождений нуждается в объединении в рамках единой концепции, удовлетворительно объясняющей все особенности этих интересных в геологическом отношении и промышленно важных объектов.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ОСНОВНЫХ МЕДНО-ПОРФИРОВЫХ ПРОВИНЦИЙ И РУДНЫХ РАЙОНОВ

При рассмотрении геологического строения провинций и районов важно проследить их общность и различие, возможную изменчивость основных характеристик во времени и специфику разновозрастных регионов. Поэтому описание провинций дается в возрастной последовательности от молодых регионов, где основные геотектонические единицы и палеотектоническая позиция рудных районов устанавливаются более или менее отчетливо, к древним, где пространственно-временные соотношения геоструктур, существовавших на период рудоотложения, осложнены либо затושеваны последующими тектоно-магматическими процессами. Выбор провинций для описания определялся, с одной стороны, уровнем их изученности, а с другой — задачей рассмотрения позиции медно-порфировых районов и месторождений в максимально широком возрастном диапазоне — от современного до девонско-силурийского времени.

### КАИНОЗОЙСКИЕ ПРОВИНЦИИ И РАЙОНЫ

**Филиппинско-Новогвинейская провинция.** Медно-порфировые месторождения Юго-Восточной Азии и Океании сконцентрированы главным образом в Филиппинско-Новогвинейской части Тихоокеанского кольца, хотя они известны от о. Тайвань на северо-западе до о-вов Фиджи на юго-востоке.

Филиппинско-Новогвинейская провинция представляет собой яркий пример сближенного расположения андезитоидных и базальтоидных вулканоплутонических поясов, сопряженных в развитии с многочисленными молодыми медно-порфировыми месторождениями, принадлежащими к разным типам рудных районов.

В Новогвинейской части провинции в качестве основных тектонических единиц выделяются фрагмент Австралийской континентальной плиты, мобильный пояс севера о. Новая Гвинея, Новобританские и Соломоновы островные дуги.

По данным Дж. Арнольда и Т. Гриффина [30], Австралийская плита со средней юры до верхнего миоцена характеризуется накоплением терригенных и карбонатных толщ мощностью более 4,5 км. Эти толщи включают известковые и кварцевые песчаники, кварциты, аргиллиты и конгломераты средней — верхней юры, верхнеюрско-верхнемеловые аргиллиты и песчаники, верхнеэоценовые — среднеэоценовые известняки и среднемиоценовые извест-

ковые аргиллиты и песчаники. По режиму развития эта часть региона в мезозое — начале кайнозоя сходна с зонами перикратонных опусканий.

Предверхнемиоценовая стабилизация юга Новой Гвинеи сменилась с конца миоцена формированием вулканоплутонического пояса, продолжавшимся до плейстоцена. При ограниченном развитии вулканогенных образований, вероятно, в значительной степени эродированных и сохранившихся лишь в локальных депрессионных структурах в виде вулканогенных песчаников плиоцена, интрузивные породы имеют широкое распространение.

Рудный район Стар Маунтинс включает интрузивные комплексы Ок Теди, Маунт Фубилан, Маунт Иан, Нонг Ривер, Тифаллин. Эти комплексы образованы диоритами, монцо-диоритами, монцонитами и кварцевыми монцонитами с диапазоном формирования от 12,9 до 1,1 млн. лет. Этот район по своей позиции близок району эпимиеосинклинального типа, что отражается как в петрологическом профиле продуктивного магматизма, так и в геохимических особенностях руд медно-порфировых месторождений.

Наиболее значительное в районе месторождение Ок Теди приурочено к штоку кварцевых монцонитовых порфиров. Медно-порфировые руды, образованные пиритом и халькопиритом в ассоциации с подчиненными пирротинитом и магнетитом, содержат  $\text{Cu}$  0,8 %,  $\text{Mo}$  0,012 % и  $\text{Au}$  0,653 г/т. На фланге штока во вмещающих известняках развиты золотосодержащие магнетит-сульфидные скарновые руды. Возраст минерализации по гидротермальному биотиту 1,7 млн. лет. Несколько рудопроявлений района связаны со штоками диоритов и монцо-диоритов. К их числу принадлежат Нонг Ривер (60 млн. т руды с 0,5 % меди), Футик (15 млн. т руды с 0,3—0,4 % меди) и Олгал (50 млн. т руды с 0,6 % меди).

В мобильном поясе севера Новой Гвинеи известно пока лишь одно месторождение (Яндера). Эта часть острова рассматривается в качестве активной окраины континента, развитие которой определялось взаимодействием Индо-Австралийской и Тихоокеанской плит [31]. Пояс образован сложно дислоцированными мезозойскими и третичными осадочными, вулканогенными и вулканокластическими толщами, включающими тела ультраосновных пород и прорванными крупными интрузивными массивами. Формирование последних охватывает интервал от 16 до 6,6 млн. лет. В пределах мобильного пояса до формирования поздне-третичной вулканоплутонической ассоциации могут быть выделены зоны миогеосинклинального развития (на юго-востоке у границы с блоком Австралийской плиты) и эвгеосинклинальные зоны. Предполагается принадлежность известных проявлений медно-порфирового оруденения как к эпимиеосинклинальному, так и к эпизевгеосинклинальному типам, хотя интрузии пояса по петрохимическим особенностям ближе к эпизевгеосинклинальным районам.

Интрузивные образования пояса принадлежат диоритам, тоналитам, гранодиоритам и гранодиорит-порфирам с натровым про-

филем [30, 46]. На месторождении Яндера с общими запасами 338 млн. т руды, содержащей 0,42 % меди, 183 г/т молибдена, 0,1 г/т золота и 2,16 г/т серебра, рудоносные интрузии прорывают гранодиориты батолита Бисмарк, секущие третичные вулканокласты. В группу ранних порфировых тел включены кварцевые диоритовые порфириты и микродиориты. Поздние порфировые интрузии, отделенные внедрением даек лейкократовых кварцевых диоритовых порфиритов, объединяют дацитовые порфириты, аплитовидные кварцевые монцититовые порфиры, микродиориты и брекчиевые тела. Время становления пород этой группы отвечает абсолютному возрасту 6,6 млн. лет [30].

Месторождения Новобританской островной дуги (Плесиуми, Эсис, Кулу) располагаются в трех разобщенных узлах, отвечающих позднеолигоценовым — среднемиоценовым интрузивным массивам. Наиболее древние образования дуги представлены вулканитами основного состава (базальты и андезитобазальты), датированными эоценом. Перекрывающие их вулканогенные породы олигоцена принадлежат к известково-щелочной серии.

Интрузивные образования, завершающие собственно островодужное развитие о. Новая Британия, имеют отчетливо выраженный натровый профиль. Во всех массивах устанавливается эволюция составов от габбро к кварцевым диоритам и более редким тоналитам. Обстоятельный анализ петрохимических особенностей интрузий Новобританской дуги выполнен Р. Хайном и Д. Мэсоном [30]. Было показано принципиальное отличие плутонитов Новой Британии от интрузивных и вулканогенных пород андезитовидных вулканоплутонических поясов, формирующихся в окраинно-континентальной обстановке.

Резкое преобладание натрия над калием, низкие значения отношения рубидия к стронцию и невысокие концентрации никеля, хрома и кобальта в интрузиях района приводят к выводу о связи магматизма с процессами частичного плавления корового вещества основного состава на глубинах 20—40 км, сопровождавшимися фракционированием расплава.

Дуга Соломоновых островов характеризуется становлением вулканоплутонических ассоциаций от начала миоцена до плейстоцена включительно.

Наиболее древние образования этого региона представлены мезозойскими базальтоидами. На о. Гуадалканал широко развиты вулканиты базальтового и андезит-базальтового состава мощностью более 2,5 км и датированные поздним олигоценом — ранним миоценом. Плиоцен-голоценовые лавы базальтового и дацитового состава слагают узкий пояс на западной окраине острова. На о. Бугенвиль значительную часть пояса образуют «андезиты» группы Киета с абсолютным возрастом 4—5 млн. лет [30].

Интрузивные породы этой части провинции имеют натровую специализацию, проявленную во всех разностях (от габбро до диоритов, кварцевых диоритов и более поздних гранодиоритов).

Интрузивный комплекс Колоула имеет весьма сложное строение, с ним связано одноименное месторождение. А. Чивас и И. Макдогал [30] выделяют 26 интрузивных фаз, относимых к двум циклам с временем проявления 4,5 и 2,4 млн. лет. Гидротермальные изменения датируются периодом от 2 до 1,5 млн. лет.

Породы раннего цикла составляли ряд габбро-диориты — кварцевые диориты — гранодиориты. Во втором цикле происходила эволюция состава фаз от кварцевых диоритов к тоналитам при ярко выраженном натровом профиле.

Интрузивные породы месторождения Пангуна относятся к многофазному комплексу. Последний включает дорудные кварцевые диориты и пострудные биотитовые гранодиориты, лейкократовые кварцевые диориты, гранодиориты и роговообманковые андезиты [30].

История развития Новой Гвинеи и прилегающих островов проанализирована С. Титлеем и Т. Хайдриком [30] с учетом изменений направлений перемещения плит различного масштаба и возраста. Наибольший интерес представляет сопоставление четырех основных геоструктур провинции.

По рис. 4 можно установить достаточно близкое совпадение во времени периодов формирования андезитоидных вулканических поясов на окраине блока Австралийской плиты и в мобильном поясе севера Новой Гвинеи с островодужным магматизмом Соломоновых островов. В этом сопоставлении вырисовывается запаздывание, омоложение магматических процессов при движении в глубь стабилизированной области — от мобильного пояса к кратонному блоку. Подобное явление вообще характерно для окраинно-континентальных андезитоидных вулкано-плутонических поясов, что уже отмечали некоторые исследователи.

Пространственно-временные соотношения магматизма четырех различных геоструктур данной провинции подтверждают положение о сопряженности развития окраинно-континентальных вулкано-плутонических поясов с позднегеосинклинальными процессами в прилегающих эвгеосинклиналиях.

Филиппинская часть провинции также имеет зонально-поясное строение. Здесь выделяются стабильный, кратонный блок, охватывающий запад провинции от о. Миндоро и включающий море Сулу с о. Палаван и северо-восток о. Калимантана, мобильный пояс, занимающий основную часть архипелага до протяженного Филиппинского разлома, и менее мобильная восточная зона, принимающая к Филиппинскому желобу [31].

По данным Л. Бринера (1969 г.) и других исследователей, в основании кратонного блока и на флангах мобильного пояса развиты палеозойские метаморфические толщи (гнейсы, сланцы, метавулканиды, мраморы). Мезозойско-палеогеновому отрезку истории развития региона отвечает накопление флишоидных толщ в пределах стабильного блока (северо-восток о. Калимантан) и формирование мощных (до 5 км) эвгеосинклинальных комплексов в мобильном поясе (базальты, андезито-базальты, андезиты), с кото-

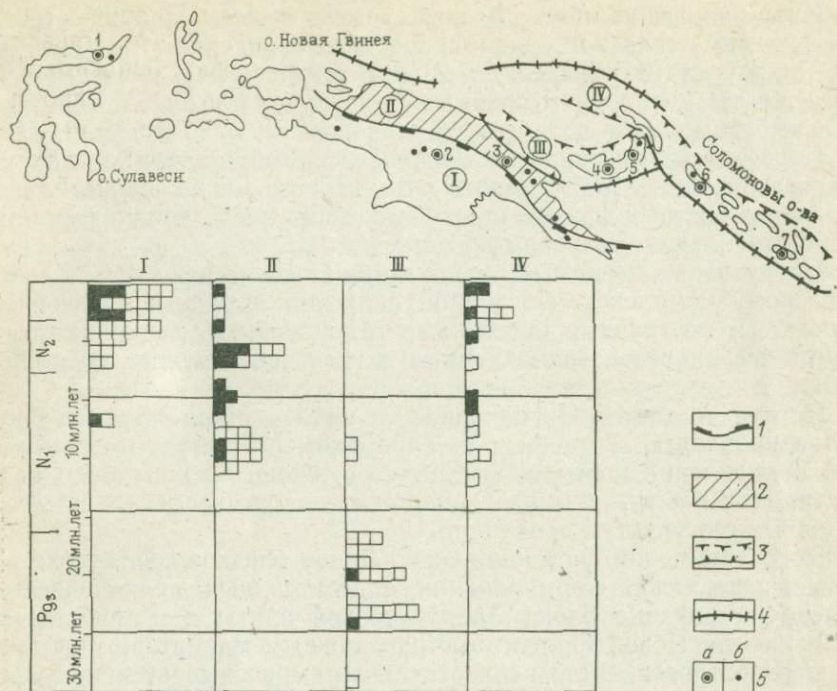


Рис. 4. Схема размещения медно-порфировых месторождений юго-восточной части Филиппино-Новогвинейской провинции и эволюция возраста вулканоплутонических поясов (белые квадраты — абс. возраст интрузий) и оруденения (залитые квадраты). По Д. Мэсону, Дж. Макдональду, С. Титлею и Т. Хайдрику [30].

1 — граница Австралийского континентального блока (I), 2 — мобильный пояс севера Папуа — Новой Гвинеи (II); 3 — границы островных дуг: III — Новобританской, IV — Соломоновых; 4 — оси глубоководных желобов; 5 — медно-порфировые месторождения (а) и наиболее значительные рудопроявления (б). Цифрами обозначены месторождения: 1 — Кабанг Кири (Томбулилато), 2 — Ок Теди, 3 — Яндера, 4 — Плесиуми, 5 — Энис, 6 — Пангуа, 7 — Колоула

рыми связаны медноколчеданные месторождения (Барло, Лоррейн и др.).

Последующие тектоно-магматические процессы по-разному проявлены в различных частях рассматриваемого региона.

В пределах стабильного блока, как устанавливается на примере района месторождения Мамут, в конце миоцена (абс. возраст 5—9 млн. лет) формируется пояс интрузивных пород, включающий адамеллиты, гранодиориты, диориты и их порфировые разновидности [30]. Этот пояс, сформированный в зоне перикратонных опусканий, по основным характеристикам близок районам эпимиеогеосинклинального типа и имеет общую позицию с районом Стар Маунтинс о. Новая Гвинея.

Мобильный пояс, который Г. Сантос [9] относит к третьей от Филиппинского желоба островной дуге, характеризуется формиро-

ванием андезит-диоритовой вулканоплутонической ассоциации в миоцене. Ранне-среднемиоценовые вулканы андезит-базальтового состава сопровождаются диоритовыми интрузивными комплексами. Аналогичные интрузивные образования известны и в олигоцене.

В восточной зоне региона андезит-базальтовый вулканизм начинается уже в конце палеогена и завершается в основном в начале неогена.

Из краткого обзора позиции и особенностей развития основных зон Филиппинской части провинции следует, что к андезитоидному вулканоплутоническому поясу может быть отнесен лишь северо-восток о. Калимантан. Что же касается мобильного пояса, вмещающего практически все месторождения региона, то здесь позиция продуктивных вулканоплутонических ассоциаций имеет большие сложности. Г. Сантос с уверенностью выделяет мобильный пояс в качестве миоцен-антропогеновой островной дуги. Однако на примере месторождения Тэйзан на юге о. Лусо устанавливается, что рудоносные кварцевые диориты массива Толос сформированы до среднего миоцена [30, 46]. Они могут завершать андезит-базальтовый вулканизм мел-палеогенового эвгеосинклинального цикла, характеризуя тем самым обстановку рудных районов островодужного типа. В районе месторождения Маркоппер на о. Мариндук установлен перерыв между становлением эвгеосинклинальных комплексов, датируемых мелом, и формированием продуктивной вулканоплутонической ассоциации, отвечающим олигоцену — среднему миоцену. По данным А. Лоудона [37], внедрению рудоносного массива Махинхин, состоящего из кварцевых диоритов, кварцевых диоритовых порфиритов, гранодиоритов и гранодиорит-порфиров, предшествует накопление эоценовых и олигоценых вулканических дацитового и андезитового состава, которые несогласно налегают на меловые породы субстрата. Несмотря на то, что по этой части провинции отсутствуют петрохимические данные, позволяющие определить формационную принадлежность вулканогенных пород, общая позиция месторождения Маркоппер скорее ближе к обстановкам эпизвгеосинклинальным, чем к условиям островодужных районов. В сходной ситуации находятся и месторождения севера о. Сулавеси [30].

Для уверенного разделения Филиппинской части Тихоокеанского кольца на рудные районы различного типа имеющихся материалов недостаточно. Отметим лишь, что и здесь, как и в Новогвинейской части, устанавливается омоложение продуктивного магматизма при движении в сторону кратонного блока: от 7—16 млн. лет в мобильном поясе до 5—9 млн. лет в стабильной зоне [9, 30].

#### ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКО-КАИНОЗОЙСКИЕ ПРОВИНЦИИ И РАЙОНЫ

Центрально-Американская и Антильская провинции. Перемычка между Американскими континентами имеет очень сложное геологическое строение. Систематизированные данные о размещении

медно-порфировых месторождений и их положении в истории тектоно-магматического развития содержатся в работе С. Кезлера и др. [32], посвященной Панаме. Интерес к этой части провинции определяется находением в ее пределах одного из крупнейших в мире месторождения Серро Колорадо, запасы которого 3 млрд. т руды с содержанием меди около 0,6 % [9].

С. Кезлер историю развития Панамы разделяет на две стадии. Первая — названная толентовой и охватывающая поздний мел — начало эоцена, соответствует формированию островодужных комплексов на океаническом субстрате. К завершению этой стадии относится внедрение толентовых диоритов и кварцевых диоритов с абсолютным возрастом от 60 до 70 млн. лет. На крайнем северо-востоке провинции известны массивы кварцевых диорит-гранодиоритов, возраст которых около 50 млн. лет (Рио Пито), принадлежность их к базальтоидному островодужному вулканоплутонизму остается сомнительной. Сходство развития западной и восточной частей Панамы на ранней стадии характеризуется общностью возрастов и составов как вулканогенных, так и плутоногенных образований. Предполагается, что эти части смещены по трансформному разлому, а восточный пояс продолжается в структурах основного изверженного комплекса запада Колумбии и Эквадора [32].

Вторая стадия, названная известково-щелочной, продолжается с эоцена до современности. С ней связано формирование Западно-Панамского и Восточно-Панамского вулканоплутонических поясов, разделенных бассейном осадконакопления. В осевой части Западно-Панамского пояса располагаются месторождения Серро Колорадо и Чорча, а на северном фланге — Петакилья.

Район месторождения Серро Колорадо сложен ниже-верхнетретичными наземными вулканитами известково-щелочной серии, включающей ряд от базальтов до риолитов. Время формирования этой серии нельзя считать окончательно установленным, поскольку имеется несколько определений абсолютного возраста от 10,3 до 31,7 млн. лет [9]. Непосредственно на месторождении развита мощная толща андезитов известково-щелочной серии, прорванная многофазным интрузивным комплексом, который отнесен С. Кезлером к гранодиоритовому плутону Эскопета. А. Кларк [9] со ссылкой на П. Кентса выделяет на месторождении несколько фаз. К наиболее ранней фазе отнесены так называемые рудные порфиры риолитового состава. Следующая по времени кварцево-монцитовая серия объединяет лантиты, кварцевые монцититы и гранодиориты с неясными возрастными и количественными соотношениями. Последняя из дорудных фаз представлена кварцевыми порфирами.

Все названные породы пересекаются пострудными риодацитовыми дайками, а весь комплекс перекрыт туфами и игнимбритами трахиандезитового состава, датируемыми от плейстоцена до современности (абсолютный возраст 2,98 млн. лет). Время формирования рудной минерализации на месторождении Серро Колорадо,

по данным А. Кларка, находится в интервале 5,9 и 4,2 млн. лет. Месторождение Чорча близко по возрасту образования.

Для месторождения Петакилья, где медная минерализация приурочена к гранодиоритам, прорывающим дациты окраинной части вулканоплутонического пояса, возраст интрузий 32,6 млн. лет [32].

В Панамской части Центрально-Американской провинции выделяются две существенно различные группы месторождений, что обосновано С. Кезлером и другими исследователями. Первую из этих групп образуют месторождения, связанные с интрузиями, завершающими островодужный вулканизм и формирующимися в интервале 70—50 млн. лет. Такие месторождения известны на северо-востоке страны (Рио Пинто, Патикан, Наваганди), где они находятся в обстановке рудных районов эвгеосинклинального типа. Ко второй группе принадлежит месторождения более молодого андезитовидного вулканоплутонического пояса, наложенного на эвгеосинклинальные комплексы. Известные месторождения (Серро Колорадо, Чорча) связаны с интрузиями преимущественно гранодиоритового состава и близки к обстановке рудных районов эпиевгеосинклинального типа. Что же касается месторождения Петакилья, то позиция его остается недостаточно ясной из доступных публикаций.

В отличие от Панамы медно-порфировые месторождения **Антильской провинции** (Пуэрто-Рико, Ямайка) локализованы в эвгеосинклинальной обстановке. С. Кезлер, Л. Джонс и Р. Валкер [32] для северной части Карибского региона отмечают, что меловой — раннекайнозойский базальтоидный пояс сформирован на мезозойском океаническом субстрате. Раннемеловые образования сложены продуктами инициального геосинклинального вулканизма — спилитами и кварцевыми кератофирами, ассоциирующими с кремнистыми отложениями. Более поздние вулканы андезит-базальтового и дацитового состава в ассоциации с терригенными и карбонатными отложениями отвечают завершению собственно геосинклинального развития в конце мела — раннем кайнозое при миграции этого режима в пространстве с омоложением к востоку.

К позднегеосинклинальной андезит-базальтовой вулканоплутонической ассоциации могут быть отнесены кварцевые диориты, с которыми связаны известные в провинции месторождения (Рио-Виви, Танама, Ла Муда, Коппер Майн Пойнт).

Месторождения Рио Виви, Танама и Кайон ассоциируют со штоками кварц-роговообманковых диоритов, прорывающими позднемеловые и позднеэоценовые вулканогенные толщи и относимыми к эоцену. На других островах архипелага известны более древние рудоносные интрузии кварцевых диоритов. Так, для штока Терре Неуве, к которому приурочено месторождение Мене на Гаити, абсолютный возраст 66 млн. лет; для штока Гиппер Ридж с месторождением Кочора на Ямайке 85 млн. лет.

В целом, интрузии кварцевых диоритов, несущие медно-порфировую минерализацию, укладываются в диапазон 90—40 млн. лет,

отвечающий завершающим периодам развития сложно построенных эвгеосинклинальных зон региона. С. Кезлер и др. относят месторождения и рудопроявления провинции к островодужному типу, а специфику их петрологических и геохимических характеристик — за счет мантийного происхождения магматических расплавов, ограниченно взаимодействовавших с интрузируемой океанической корой.

**Провинции и зоны Средиземноморского пояса.** Металлогения этой части пояса Тетис наиболее полно описана в обобщающих работах Г. А. Твалчрелидзе, С. Янковича и других исследователей.

Основные черты строения и развития пояса в альпийскую эпоху, наиболее продуктивную в отношении медно-порфирового оруденения, могут быть рассмотрены по результатам исследований Г. А. Твалчрелидзе [26] с некоторыми дополнениями из других работ.

В Центральном Средиземноморье между Аравийской и Русской платформами выделяются главные геоструктуры:

— Альпийско-Динарско-Таврская эвгеосинклиналь полного цикла развития, завершившегося в палеогене;

— срединные массивы, образованные догерцинскими и герцинскими комплексами (Паннонский, Македоно-Родопский, Анатолийский, Закавказско-Иранский);

— позднемезозойские — раннекайнозойские вторичные (андезитоидные) эвгеосинклинали, развившиеся на северном фланге срединных массивов с отщеплением отдельных их блоков и представляющие непротяженные прогибы (Малокавказский, Среднегорский, Тимокский, трог Апусени);

— первичные мезозойские миогеосинклинали Северной области (Большой Кавказ, Западные Карпаты).

Андезитоидные вулcano-плутонические пояса палеогенового и палеоген-неогенового возраста, несущие месторождения медно-порфирового типа Карпато-Балканской части пояса, по расположению подчинены Динарской ветви первичной эвгеосинклинали (Юго-Западный пояс на территории Югославии и Болгарии) и цепочке вторичных эвгеосинклиналей — Среднегорской, Тимокской, Апусени (извилистый Северо-Восточный пояс, проходящий через Болгарию, Югославию, Западную Румынию и продолжающийся на территории Венгрии (Венгерское Среднегорье) под современными отложениями). Оба пояса сформированы на структурах срединных массивов, образующих раму геосинклиналей, и расположены асимметрично относительно осей последних (рис. 5).

Формирование вулcano-плутонических поясов, несомненно, сопряжено с развитием упомянутых эвгеосинклиналей, а их позиция подтверждает предложенную выше схему становления таких геоструктур в связи с развитием периферических геосинклиналей. Этому не противоречат представления Г. А. Твалчрелидзе [25] о формировании вулcano-плутонических поясов Средиземноморья на позднегеосинклинальных, орогенных и активизационных этапах,

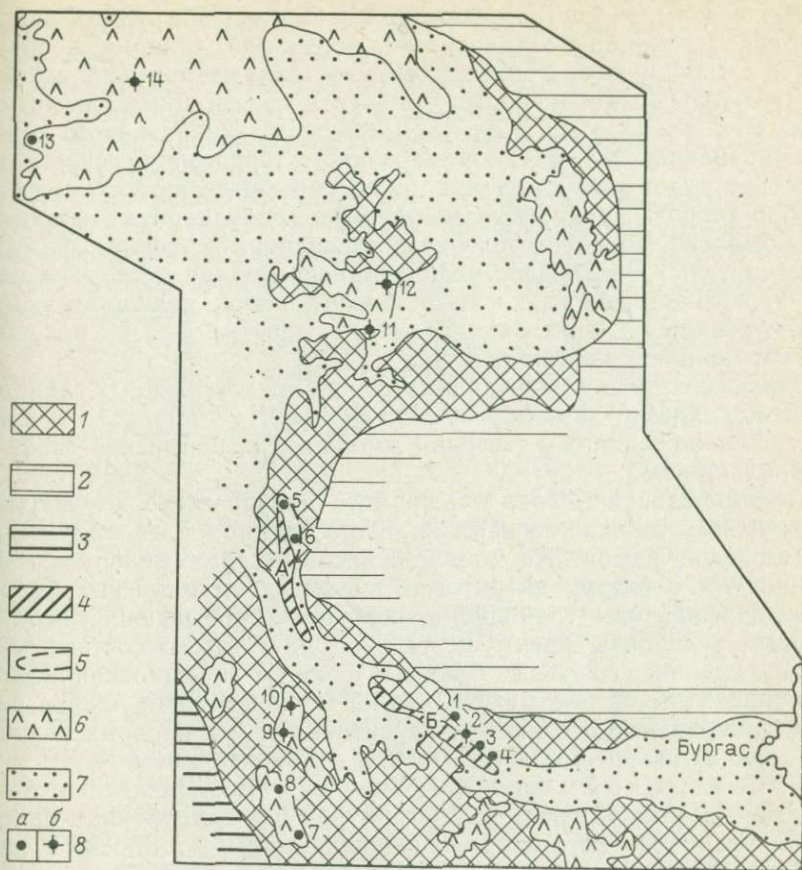


Рис. 5. Вулкано-плутонические пояса и медно-порфировые месторождения западной части Средиземноморского металлогенического пояса.

1 — догерцинские и герцинские образования; 2 — альпийские складчатые структуры Карпат и Балкан; 3 — первичная мезозойская эвгеосинклиналь системы Динарид; 4 — позднемезозойские вторичные (регенерированные) андезитовидные геосинклинали с поздне меловыми колчеданными месторождениями: А — Борская (Тимокская), Б — Среднегорская; 5 — поздне меловые — палеогеновые вулкано-плутонические пояса (показаны в масштабе) с месторождениями: 1 — Елаците, 2 — Медет, 3 — Асарел, 4 — Цар Асен, 5 — Велики Кривель, 6 — Майданпек; 6 — палеогеновые и палеоген-неогеновые вулкано-плутонические пояса с месторождениями: 7 — Бучим, 8 — Златница, 9 — Стари Глог, 10 — Мачкатица, 11 — Дева, 12 — Рошна Посень, 13 — Натип, 14 — Речк; 7 — наложенные впадины, 8 — месторождения: а — медно-порфировые; б — молибден-медно-порфировые и молибден-порфировые

поскольку в данном случае периодизация ведется от возраста субстрата, а не от возраста пояса.

В Среднегорской зоне Болгарии (Северо-Восточный вулкано-плутонический пояс) районы развития медно-порфирового оруденения расположены на северном крыле докембрийской рамы поздне мелового вторичногеосинклинального прогиба, вмещающего месторождения колчеданного семейства (Радка, Челопеч и др.).

Эта часть зоны, обычно выделяемая в Панагюрский рудный район, образована докембрийскими кристаллическими сланцами, которые вместе с герцинскими гранитоидами составляют раму палеоценовых интрузивов, не сопровождающихся вулканогенными комагматами. Эта часть пояса близка к районам эпикратонного типа, сформированным на метаморфизованном терригенном субстрате. В составе рудоносного Медетского массива выделяются три фазы (габбро-диориты, кварцевые монцониты, гранодиориты) и дайковый комплекс (монцонит-порфиры, гранодиорит-порфиры, фимиты и спессартиты). Молибдено-медная минерализация месторождения Медет, ассоциирующая с зонами биотитизации, калишпатизации, серицитизации и хлоритизации, развита главным образом в монцонитах и монцонит-порфирах [39].

Близким составом интрузивных пород, представленных главным образом дайками, характеризуется площадь месторождения Елаците, расположенного у северной границы Среднегорской зоны со Старопланинской.

Месторождения Асарел и Цар Асен приурочены к структурам сопряжения вторичногеосинклинального прогиба с докембрийско-палеозойской рамой. На месторождении Асарел минерализация ассоциирует с телами диоритовых порфиритов, кварцевых диоритовых порфиритов и гранодиорит-порфиров, прорывающих поздне-меловые вулканиты преимущественно андезитового состава. Эти месторождения по позиции ближе к районам эпизвгеосинклинального типа. Интересно отметить, что на месторождении Асарел развиты минеральные ассоциации алунитовых и диаспоровых кварцитов, серицит-кварцевые метасоматиты и монокварциты.

В Тимокской зоне Югославии месторождения Майданпек и Велики Кривель также приурочены к структурам сопряжения позднемелового вторичногеосинклинального Борского прогиба с геосинклинальной рамой, образованной нижнепалеозойскими метаморфитами и частично перекрытой карбонатными отложениями титона—валанжина. На обоих месторождениях минерализация медно-порфирирового типа связывается с интрузиями диоритов, диоритовых порфиритов, кварцевых диоритовых порфиритов, что сближает эти объекты с месторождениями обрамления Среднегорского прогиба (Асарел, Цар Асен).

В Западной Румынии на северном продолжении Тимокской зоны Югославии расположены рудные районы Южного Баната и гор Металлфери.

Первый из этих районов включает площадь развития ларамийских интрузивных пород (банатитов) к югу от трога Южных Апусенид. Массивы банатитов, по данным румынских исследователей, подчинены трем линеаментам субмеридионального простирания, рассекающим кристаллические сланцы субстрата палеозойско-мезозойских бассейнов седиментации.

К крайнему западному линеamentу отнесены месторождения Молдова Ноуа, Циклова и Оравица, связанные с гипабиссальными и субвулканическими интрузивами, которые прорывают карбонат-

ные толщи и отнесены по составу к кварцевым диоритовым порфирирам. Молибденово-медные руды этих месторождений содержат вольфрам и золото. Главные рудные минералы — пирит и халькопирит ассоциируют с подчиненными молибденитом и шеелитом, а также с развитыми на некоторых месторождениях магнетитом и тетраэдритом.

Месторождения центрального линеамента (группа Лилиеки—Пуркариу—Нашовам и Бозовики) контролируются штоками кварцевых монцодиоритовых порфиритов, прорывающими обломочные породы и кристаллические сланцы, и отличаются молибденово-медным составом руд.

Месторождение Мракониа находится в юго-восточной части района, приурочено к дайке кварцевых диоритовых порфиритов. Вкрапленные руды этого месторождения образованы пиритом, халькопиритом и молибденитом.

Гидротермально-метасоматические изменения на месторождениях района проявлены концентрически-зонально относительно рудоносных интрузивов. В породах диоритового и монцодиоритового состава центральные зоны биотитизации сменяются на периферии зонами серицитизации и аргиллизации, граничащими с ореолами пропицитизации. В породах гранодиоритового состава для внутренних зон характерно развитие биотита и ортоклаза, а для промежуточных — каолинита. Вмещающие карбонатные толщи нередко скарнированы с развитием вкрапленной сульфидной минерализации. Вкрапленные руды преобладают во внутренних зонах, а прожилковые охватывают зоны окварцевания и серицитизации.

В районе месторождения Молдова Ноуа отчетливо проявлена рудная зональность относительно порфиривого штока: центральная, обогащенная молибденитом зона обрамлена пирит-халькопиритовой с подчиненным молибденитом, охватывающим серицитизированные породы и скарны. Последние также включают зону прожилков и вкрапленности галенита и сфалерита, которая обрамлена внешней зоной развития реальгара и аурипигмента с вкрапленными золотым оруденением типа Карлин.

Для рудного района отмечается зависимость состава руд от особенностей интрузируемых пород и возможность экстракции палеозойских минерализаций («проторуд») при формировании пояса банатитовых интрузий.

Район гор Металлифери соответствует неогеновому вулканоплутоническому поясу, асимметрично обрамляющему и частично наложенному на мезозойские офиолитовые и осадочные комплексы трога Южных Апусенид. Формирование этого пояса синхронно накоплению моласс в межгорных и внутриворонных прогибах других частей провинции, включая и Южный Банат.

Месторождения этого района приурочены к штокам субвулканических кварцевых андезитов, прорывающих вулканы и лишь в одном случае (Дева) кристаллические сланцы. При пирит-халькопиритовом составе руд большинства объектов на некоторых из

них присутствует борнит (Мусарну, Болкана, Дева). Молибденит относительно широко распространен на месторождениях Рошиа Поень и Дева; на остальных объектах содержание его, как и золота, незначительно.

В отличие от ларамийских месторождений центральные зоны калиевых изменений обрамляются зонами аргиллизации без заметного проявления серицитизации, столь обычной для промежуточных зон.

Позицию ларамийских и неогеновых месторождений Южного Баната и гор Металлифери румынские исследователи рассматривают в рамках концепций новой глобальной тектоники с анализом истории перемещения основных структурных блоков в кайнозой. Независимо от возможных вариантов геодинамических интерпретаций нельзя не обратить внимания на общность основных черт строения этой части Средиземноморского пояса с Тимокской и Среднегорской зонами. Эта общность, как кажется, выражается в наличии трогообразного вторичногеосинклинального прогиба, сопряженных с ним несколько более поздних активизирующих субстрат интрузивных поясов и развитии на флангах трога молодого вулcano-плутонического пояса, синхронного с молассообразованием.

Рудный район Речк в Венгерском Среднегорье отличается по позиции от других районов Северо-Восточного вулcano-плутонического пояса. В этом районе эоценовая вулcano-плутоническая ассоциация сформирована на триасовом фундаменте, сложенном терригенно-карбонатными толщами, и перекрыта глинистыми, известковыми, песчанистыми отложениями, накапливавшимися с позднего эоцена до среднего миоцена. В составе вулcano-плутонической ассоциации выделяются туфы и лавы амфибол-биотитовых, кварц-биотит-амфиболовых и биотит-амфиболовых андезитов. Эти вулканогенные образования общей мощностью от 400 до 700 м, как и их субстрат, прорваны субвулканическими андезитами, переходящими с глубиной в диоритовые порфириды [9]. На месторождении Речк I основной объем медно-порфировой минерализации связан с субвулканическим штоком, не выходящим на поверхность. Это месторождение представляет сравнительно редкий пример скрытого медно-порфирового оруденения, позволяющий выявить состав и строение рудно-метасоматической зональности верхних частей медно-порфировых систем.

Рудные районы Северо-Восточного вулcano-плутонического пояса по позиции отвечают трем типовым обстановкам — эпикратонной, эпимиогеосинклинальной и эпиэвгеосинклинальной — при отчетливой пространственной приуроченности к одному из флангов частных вторичногеосинклинальных прогибов с дацит-андезитовым вулканизмом. В то же время нельзя не отметить некоторые отклонения в геохимических характеристиках руд и составе продуктивных интрузивов от типовых обстановок, что, вероятно, следует отнести за счет региональной металлогенической и петрологической специализации.

Следует отметить еще одну особенность рассматриваемых районов, а именно: преимущественное развитие рудоносных интрузий монцодиоритового — монцонитового состава, не ассоциирующихся с вулканитами, в ларамийских районах; ведущее значение диоритовых интрузивов в палеоген-неогеновых районах с широким развитием вулканогенных составляющих продуктивных вулканоплутонических ассоциаций. Неоднократно предлагавшемуся объяснению специфики разновозрастных районов различными глубинами формирования рудоносных интрузивов может быть противопоставлено допущение о существенном влиянии глубины эрозионного среза, обеспечивающего вскрытие разных частей если не единых, то сходных медно-порфировых систем.

Районы Юго-Западного вулканоплутонического пояса. Палеоген-неогеновый Юго-Западный вулканоплутонический пояс, объединяющий изолированные депрессионные структуры, следует параллельно Динарскому первичногеосинклинальному прогибу, накладываясь на древние комплексы Македоно-Родопского срединного массива (см. рис. 5). Вблизи северо-восточной границы Динарской геосинклинали располагаются медно-порфировые месторождения Златница и Бучим, а во внутренних частях срединного массива — молибден-порфировые месторождения Стари Глог и Мачкатица. Для первых двух месторождений отмечается близость условий формирования и состава руд к рассмотренным выше объектам обрамления Среднегорской и Тимокской зон.

Район месторождения Мачкатица характеризуется связью оруденения с ларамийским магматическим комплексом, гранодиориты и дациты которого прорывают докембрийские либо нижнепалеозойские сланцы, кварциты, парагнейсы и гранито-гнейсы. Резкое преобладание в рудах молибденита, сопровождающегося кварцем, пиритом и подчиненными им халькопиритом, магнетитом, гематитом и шеелитом, служит основанием для отнесения оруденения к кварц-молибденитовой формации, хотя по комплексу признаков оба месторождения района (Мачкатица и Стари Глог) близки объектам из эпикратонных районов.

Малокавказская часть Средиземноморской провинции охарактеризована в многочисленных публикациях, а основные закономерности размещения в ней месторождений медно-порфирового типа рассмотрены в работах К. А. Карамяна, И. Г. Павловой, Г. О. Пиджяна, В. Т. Покалова, В. С. Попова, Г. А. Твалчрелидзе и других исследователей. Это позволяет ограничиться описанием лишь главных черт этой зоны, базируясь на обобщающие работы Г. А. Твалчрелидзе [25].

Г. А. Твалчрелидзе относит Малокавказскую зону к группе вторичных геосинклиналей, образующих прерывистую цепочку прогибов вблизи северной границы Средиземноморского пояса. По позиции Малокавказская зона и структуры ее обрамления чрезвычайно близки рассмотренным выше зонам Среднегорья, Тимокской и Апусенид.

Территория Малого Кавказа отчетливо разделяется на две принципиально различные структурно-формационные зоны: Сомхето-Карабахскую, представляющую собой юрско-поздне меловой (до палеогена) вторично геосинклинальный прогиб, и Мисхано-Зангезурскую, которая является вулканоплутоническим поясом, сформированным в эоцене — плиоцене на месте геоантиклинального поднятия. Последнее сложено метаморфическими комплексами докембрия и менее распространенными вулканогенными и карбонатными толщами девона и перми. Это устойчивое поднятие, служившее в юре — мелу рамой Сомхето-Карабахской эвгеосинклинали, вплоть до эоцена выступало в роли области сноса и ограниченного карбонатного осадконакопления.

Становление вулканоплутонического пояса отчетливо разделяется на два отрезка: эоценовый (доолигоценый, по Г. О. Пиджяну [16]) — формирование продуктивной вулканоплутонической ассоциации; олигоцен-плиоценовый, отвечающий накоплению осадочно-вулканогенных пострудных толщ. Продуктивная вулканоплутоническая ассоциация включает вулканогенные толщи нижнего—среднего эоцена (преимущественно андезиты и андезит-дациты) и монцитонитовидные интрузии позднеэоценового — олигоценового (?) возраста [16]. Рудные районы Малого Кавказа (Зангезурский, Баргушатский, Айюндзорский, Памбакский) отвечают ареалам распространения интрузий продуктивной ассоциации, принадлежат на юго-востоке к Мегри-Ордубадскому плутону. Формирование вулканоплутонического пояса и рудоносных интрузий на геоантиклинальном подиятии древнего заложения определяет близость этих районов к эпикратонному типу, что выражается в существенно молибденовом профиле руд ряда месторождений (Каджаран, Агарак). Вместе с тем монцитонитовидный характер некоторых интрузивных массивов заставляет предполагать значительную роль метаседиментов в древнем субстрате пояса.

По основным характеристикам районы медно-порфирового оруденения Малого Кавказа весьма близки районам обрамления Среднегорской и Тимокской зон запада Средиземноморской провинции. Эта близость отражает общность позиции тех и других и, как кажется, в первую очередь сопряженность андезитовидных вулканоплутонических поясов с однотипными по развитию и металлогении вторичногеосинклинальными прогибами.

## МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИЕ ПРОВИНЦИИ

Мезозойско-кайнозойская эпоха формирования медно-порфировых месторождений определяет основные черты металлогении вулканоплутонических поясов западных частей Северо-Американского и Южно-Американского континентов. В провинциях Северной Америки (Юкон и Аляска, Британская Колумбия, Юго-Запад США, Мексика) проявления медно-порфирового оруденения относятся к позднему триасу — неогену с максимумом в позднем мелу — палеогене. В Южной Америке (Перуанско-Чилийская провинция) этот

диапазон сужен до позднего мела — неогена, хотя появились данные о наличии на территории Аргентины медно-порфировой минерализации позднепалеозойского — раннемезозойского возраста.

Наибольшим разнообразием обстановок локализации медно-порфировых месторождений характеризуются провинции Северо-Американского континента, описанные в обобщающих работах зарубежных и отечественных исследователей — Дж. Вудкока, К. Кларка, Дж. Лоуэлла, В. Холлистера, И. Г. Павловой, В. А. Перваго, В. С. Попова, Г. А. Твалчрелидзе, В. Е. Хаина. Данные этих исследователей составляют основу для анализа ведущих черт этих провинций.

Для того чтобы выяснить позиции медно-порфировых месторождений запада Северо-Американского континента, как и других регионов, важно рассмотреть положение вулканоплутонических поясов в общей структуре и проанализировать историю формирования и режим развития ранее существовавших тектонических единиц, фрагменты которых являются субстратом упомянутых поясов.

Дж. Вудкок, В. Холлистер [49] и другие исследователи выделяют с востока на запад в качестве главных тектонических единиц, определяющих современную структуру запада Северо-Американского континента, несколько складчатых и вулканоплутонических поясов разного времени формирования (рис. 6):

— складчатый пояс Канадских Скалистых гор на территории Юкона, граничащий с поясами Маккензи и Селвин, а на юге с поднятиями докембрия Скалистых гор США;

— метаморфический пояс Кассиар—Оминек—Перселл, переходящий на северо-западе в структуры Юконского срединного массива, а на юге ограниченный плато Колорадо;

— Межгорный пояс Канады, примыкающий на северо-западе к южному флангу Юконского срединного массива, а на юге (после наложенных структур плато Колумбия) переходящий в провинцию Бассейнов и Хребтов США;

— Береговой пояс Канады, замыкающийся у Юконского срединного массива на севере и продолжающийся на территории США в структурах Сьерра-Невады;

— Островной пояс, прослеживающийся вдоль приокеанической части континента от архипелагов юга Аляски через островную часть Канады до структур провинции Береговых хребтов США;

— плато Колорадо в США, обрамленное структурами провинции Бассейнов и Хребтов.

Важные элементы строения континента, лишь частично наследующие структурный план этих тектонических единиц — андезитовидные вулканоплутонические пояса позднемелового — палеогенового, палеоген-неогенового и неогенового возраста. Соответствующие вулканоплутонические ассоциации развиты в Межгорном поясе и на фланге пояса Оминек, огибают с трех сторон плато Колорадо и образуют такие отчетливо наложенные единицы, как Колумбийское вулканогенное плато и пояс Колорадо. Колумбий-

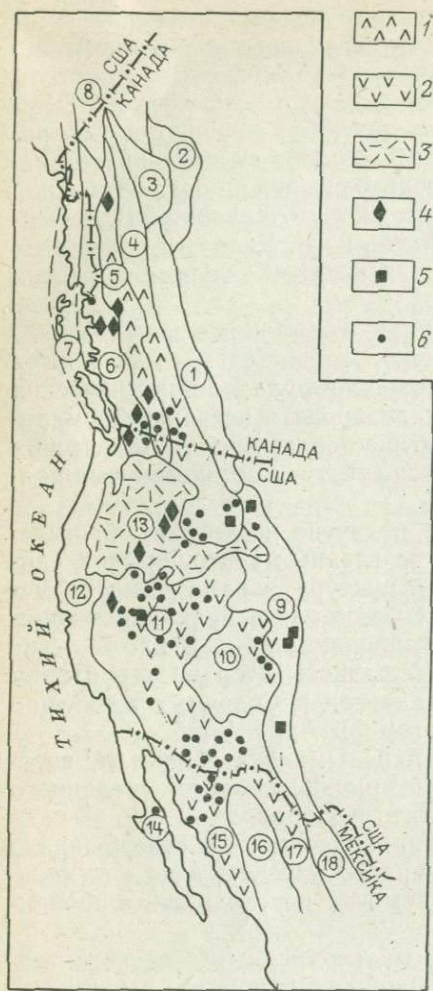


Рис. 6. Схема размещения основных месторождений медно-порфирового типа в структурах запада Северо-Американского континента. По Дж. Вудкоку и В. Холлистеру [49].

Основные тектонические единицы (цифры в кружках): 1 — складчатый пояс Маккензи, 2 — провинция Скалистых гор, 3 — складчатый пояс Селвин, 4 — метаморфический пояс Каснар — Оминека — Перселл, 5 — Межгорный пояс, 6 — Береговой плутонический пояс, 7 — Островной пояс, 8 — Юконский кристаллический массив, 9 — регион Скалистых гор США, 10 — докембрийский массив плато Колорадо, 11 — провинция Бассейнов и Хребтов, 12 — провинция Береговых хребтов, 13 — вулканогенное плато Колумбия, 14 — полуостровная провинция, 15 — вулканогенный пояс Сонора—Синалоа, 16 — Западная Сьерра-Мадра, 17 — Центральное плато, 18 — Восточная Сьерра-Мадра.

Площади развития андезитовых вулканоплутонических ассоциаций: 1 — юрскомеловых; 2 — позднемеловых — палеогеновых; 3 — неоген-четвертичных. Месторождения: 4 — медно-порфировые; 5 — молибден-медно-порфировые; 6 — медно-молибден-порфировые

ское плато примыкает к вулканическому хр. Каскадных гор и отделяет Межгорный пояс Канады от провинции Бассейнов и Хребтов США, представляя собой поперечную, антикордильерскую структуру. Вулканоплутонический пояс Колорадо узкой полосой отделяет структуры одноименного докембрийского плато от древних комплексов Скалистых гор США.

Гетерогенность строения основания вулканоплутонических поясов и одновременность их формирования оказывают существенное влияние на основные закономерности размещения месторождений медно-порфирового типа, что разбирается на примере характеризующих ниже провинций.

На территории Британской Колумбии месторождения медно-порфирового типа известны в поясах Оминека, Межгорном и Береговом [43].

Метаморфический пояс Оминека представляет собой крупнейший антиклинорий Канады, выступает как устойчивое поднятие, по-видимому, с середины палеозоя. Согласно палеотектоническим построениям К. Кларка, эта территория, сложенная преимущественно верхнепротерозойскими толщами, кратковременно вовлека-

лась в процессы осадконакопления в позднем палеозое, а в течение раннего мезозоя — раннего кайнозоя испытывала тектоно-магматическую активизацию, вероятно, сопряженную с магматическими процессами прилегающих с запада тектонических единиц.

Межгорный пояс той части, которая примыкает к поясу Оминека, почти до конца палеозоя характеризуется миогеосинклинальным режимом, тогда как в осевой и западной частях длительное время существует эвгеосинклинальный режим, завершившийся к юре — мелу. Позднемезозойская — раннекайнозойская история развития включает формирование андезитоидного вулканоплутонического пояса как на миогеосинклинальном, так и на эвгеосинклинальном основании. Береговой пояс образован дислоцированными мезозойско-раннекайнозойскими эвгеосинклинальными комплексами, прорванными крупными батолитами позднего мезозоя — раннего кайнозоя. Позиция этого пояса отражает генеральную тенденцию миграции эвгеосинклинального режима к западу от поднятия Оминека и замкнувшихся к этому времени прогибов Межгорного пояса.

Формирование месторождений медно-порфирового типа в трех основных тектонических единицах провинции связано с процессами позднетриасового — палеогенового магматизма, с различным характером и интенсивностью в разных частях провинции, но в целом приводящими к возникновению вулканоплутонических ассоциаций как базальтоидного, так и андезитоидного профиля.

Распространенность вулканогенных составляющих этих ассоциаций изменяется от пояса к поясу и зависит от уровня эрозионного среза, обеспечивающего в некоторых случаях преимущественное развитие на дневной поверхности плутогенных образований.

Основные закономерности эволюции плутонизма Британской Колумбии проанализированы П. Пете [40], чьи материалы убедительно показывают сопряженность магматизма складчатых поясов разновременной стабилизации и зависимость состава интрузивных пород от специфики строения и режима предшествующего развития основных тектонических единиц провинций.

Во временном диапазоне от позднего триаса до кайнозоя включительно П. Пете отмечает общее для всей провинции смещение магматизма с запада на восток при наличии трех максимумов, отвечающих средней юре (165 млн. лет), позднему мелу (95—75 млн. лет) и эоцену (45 млн. лет). Это смещение не сопровождается полным затуханием магматизма в зонах более ранней стабилизации, а отражает лишь миграцию его интенсивности (рис. 7).

Перекрытие во времени периодов плутонизма в условиях его скользящего с востока на запад объясняется сопряженностью магматизма разных тектонических единиц, активизирующим влиянием соответствующих эвгеосинклиналей на прилегающие к ним с востока области предшествующей консолидации с формированием вулканоплутонических поясов. В магматизме пояса Оминека отражены процессы эвгеосинклинального развития как Межгорного, так и Берегового поясов. В свою очередь для интрузивных образова-

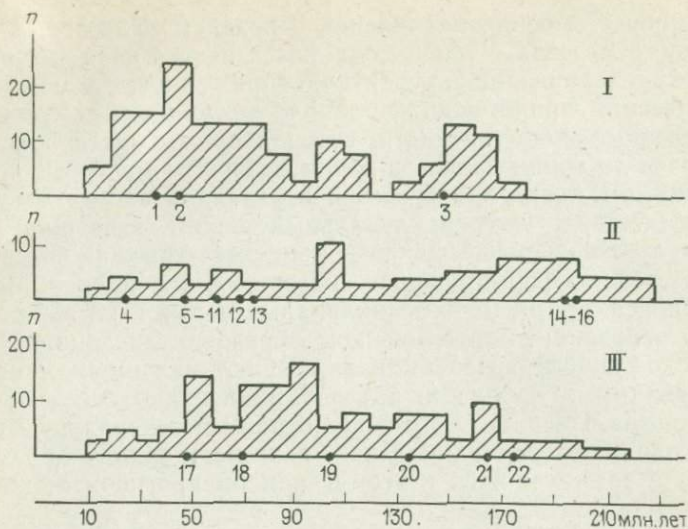


Рис. 7. Распределение возрастов интрузивных пород и оруденения в Береговом (I), Межгорном (II) и Кассиар-Оминека (III) поясах Британской Колумбии (Канада). По П. Пете [40].

Месторождения: 1 — Маунт Вашингтон, 2 — Кэтфэйс, 3 — Айленд Коппер, 4 — Кварц Хилл, 5 — Ред Бирд, 6 — Луки Шип, 7 — Белл Молибденум, 8 — Лайм Крик, 9 — Раунди Крик, 10 — Томлинсон, 11 — Дак Ривер, 12 — Глешер Галч, 13 — Адак, 14 — Коппер Маунтин, 15 — Лорнекс, 16 — Бетледем, 17 — Маунт Хаскинс, 18 — Казино, 19 — Босс Маунтин, 20 — Эндако, 21 — Бренда, 22 — Лоррейн

ний Межгорного пояса допускается отнесение как к собственному эвгеосинклинальному развитию, так и к периоду более позднего формирования вулcano-плутонического пояса, сопряженного со становлением замкнувшейся в позднем кайнозое Береговой эвгеосинклинали. Эта принципиальная схема соотношений магматических процессов основных складчатых поясов Британской Колумбии, базирующаяся на материалах П. Пете, может осложняться рядом деталей, но в основе близка рассмотренной ранее для провинций Средиземноморья.

Временная общность интрузивных образований провинции резко контрастирует с их составом, различным в каждом из трех

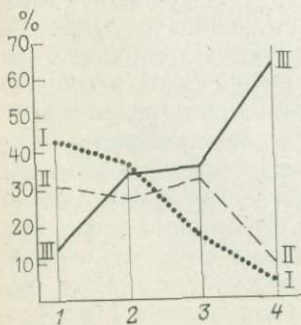


Рис. 8. Распространенность различных интрузивных пород в Береговом (I), Межгорном (II) и Кассиар-Оминека (III) поясах Британской Колумбии (Канада). По П. Пете [40].

1 — диориты и кварцевые диориты, 2 — гранодиориты, 3 — кварцевые монзониты, 4 — граниты

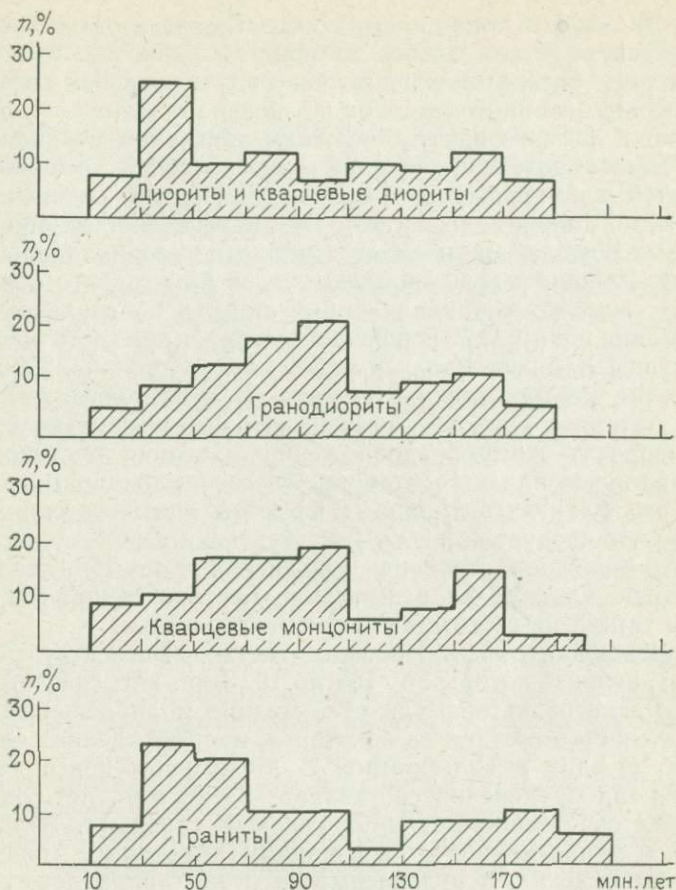


Рис. 9. Распределение ведущих типов изверженных пород в Британской Колумбии по возрасту (Канада). По П. Пете [40].

поясов (рис. 8). Граниты, преобладающие в поясе Оминека, в Межгорном поясе уступают место кварцевым монзонитам, гранодиоритам, кварцевым диоритам и диоритам. Три последние разновидности пород превалируют в Береговом поясе. Это размещение интрузий разного состава сочетается с общностью диапазона их формирования при отсутствии ярко выраженных периодов проявления магматизма того или иного профиля. Исключение составляет лишь диоритовый магматизм Берегового пояса. Синхронность формирования интрузий кварцевых монзонитов и гранитов, преобладающих в Межгорном поясе и в поясе Оминека, является доказательством сопряженности магматических процессов разных зон (рис. 9).

Таким образом, из анализа эволюции магматизма Британской Колумбии, выполненного П. Пете, следует, что андезитоидные вул-

кано-плутонические ассоциации пояса Омнека формировались дискретно от позднего триаса до раннего кайнозоя. Межгорный пояс сочетает базальтоидные вулканоплутонические ассоциации мезозоя и андезитоидные ассоциации позднего мела — эоцена. Береговой пояс характеризуется ведущим значением позднемезозойских — раннекайнозойских вулканоплутонических ассоциаций.

Районы медно-порфирового оруденения, расположенные в поясе Омнека с широким развитием метаморфизованных миогеосинклинальных комплексов, находятся в эпимиеосинклинальных обстановках. Районы северо-восточной части Межгорного пояса также близки эпимиеосинклинальному типу, а центральной — эпизеосинклинальному. Не исключается принадлежность месторождений группы Хайлэнд Вэлли к району эвгеосинклинального типа. Возраст этих месторождений (см. рис. 7) и петрохимические особенности батолита Гуичон, с фазами которого связано оруденение, не противоречат этому предположению. Позиция месторождений Берегового пояса близка обстановке эвгеосинклинальных районов, хотя на его флангах возможны и объекты эпимиеосинклинального типа, что следует из работ Дж. Вудскока и В. Холлистера.

Зонально-поясное строение Британской Колумбии оказывает существенное влияние на размещение месторождений медно-порфирового типа и их геохимические характеристики.

Месторождения пояса Омнека (Эндако, Босс Маунтин, Ред Маунтин), возраст которых от 168 до 102 млн. лет, связаны с монцитовыми интрузиями. Руды существенно молибденового и медно-молибденового состава на некоторых месторождениях содержат гюбнерит, шеелит и вольфрамит. В Межгорном поясе диапазон формирования оруденения составляет 72—26 млн. лет. Здесь известны как собственно медно-порфировые (Грэнэйл, Вэлли Коппер), так и медно-молибден-порфировые (Гибралтар, Айлэнд Коппер) месторождения, а рудоносные интрузии принадлежат гранодиоритовым и монцитовым комплексам. Особое положение занимают месторождения группы Хайлэнд Вэлли, наиболее древний возраст которых (около 200 млн. лет) заставляет предполагать их связь с плутолизмом эвгеосинклинальной части Межгорного пояса. Месторождения Берегового пояса при существенно медном и молибденово-медном составе руд характеризуются связью с интрузиями кварцевых диоритов и гранодиоритов эоцена—олигоцена.

**Юго-Запад США** по основным закономерностям размещения месторождений медно-порфирового типа во многом сходен с Британской Колумбией, что объясняется общностью развития этих регионов, отмеченных исследователями [10].

На Юго-Западе США выделяется несколько узлов концентрации месторождений, различающихся по времени формирования. Основные месторождения сосредоточены в провинции Бассейнов и Хребтов в структурах мел-палеогенового вулканоплутонического пояса, широкой дугой охватывающего юго-западный, западный и северо-западный фасы плато Колорадо. Второй по значимости узел выделяется как вулканоплутонический пояс, протягивающийся от

Нью-Мексико на севере и вдающийся узким языком между восточной окраиной плато Колорадо и Скалистыми горами. Этот пояс, известный как минеральный пояс Колорадо, концентрирует месторождения полиметаллических и золото-серебряных руд. Менее значимы месторождения, находящиеся на северном флесе плато Колорадо (Биг Бен, Вайт Клауд и др.), на восточном фланге пояса Береговых Хребтов (Иеррингтон, Или) и в структурах вулканической дуги Каскадных гор (Норт Форк, Ирл и др.).

**Провинция Бассейнов и Хребтов** представляет собой погруженную часть силурийского трансконтинентального свода, фрагментом которого является докембрийский массив плато Колорадо. Западная часть этого свода до конца палеозоя выступала в качестве стабилизированной области с накоплением мелководных терригенных и карбонатных фаций. Эта обстановка, вероятно, с начала юры сменилась интенсивным прогибанием с наступлением миогеосинклинального режима, а в середине мела — формированием ларамийских вулcano-плутонических ассоциаций. Миогеосинклинальные комплексы этой части Юго-Запада США на западе и северо-западе ограничиваются погребенной границей Северо-Американского кратона, к которой примыкают эвгеосинклинальные зоны Сьерра-Невады — южного продолжения Межгорного пояса Канады.

Существенно иная позиция у Колорадского вулcano-плутонического пояса, который сформирован в палеогене на метаморфизованных докембрийских комплексах, включая массивы древних гранитоидов.

Р. Армстронг и другие исследователи [9] показали принципиальные отличия рудного района Каскадных гор от других частей медно-порфировой провинции запада США. Каскадные горы отнесены исследователями к кайнозойской островной дуге, близкой по режиму развития к Алеутской и образованной базальтоидными вулcano-плутоническими ассоциациями. С Каскадными горами сопряжено вулканическое плато Колумбия, где широко развиты миоценовые платобазальты.

Из приведенного изложения видно разнообразие обстановок нахождения медно-порфириновых месторождений запада США. Если районы Колорадского пояса наиболее близки эпикратонному типу, то районы востока провинции Бассейнов и Хребтов отвечают эпимиогеосинклинальному типу. Эпиевгеосинклинальная обстановка характерна для северо-запада названной провинции, а островодужная (эвгеосинклинальная) — для района Каскадных гор.

Месторождения Колорадского пояса представляют собой этапные эпикратонные объекты. Они характеризуются молибденовым составом руд, резкой подчиненностью минералов меди, наличием оловянной и вольфрамовой минерализации, что соответствует приуроченности оруденения к гранит-порфирам и близким по составу породам (Клаймакс, Юрэд-Гендерсон). Возраст месторождений 34—27 млн. лет [9, 47].

Для большинства месторождений юго-западной части провинции (штат Аризона) характерна связь оруденения с интрузиями монцонитового состава при приуроченности к вулканоплутоническому поясу, сформированному на мощных миегосинклинальных образованиях. Для расположенных здесь месторождений характерны промышленные содержания молибдена в комплексных молибденово-медных рудах, в которых отношение  $Cu/Mo$  составляет 14—40 (Бингхэм, Силвер Белл, Сан Мануэль). Важно отметить, что объекты этой части США послужили Дж. Лоуэллу и Дж. Джилберту основой для разработки «монцонитовой» модели медно-порфировых месторождений.

Возраст месторождений определяется 72—54 млн. лет [9]. В то же время известны объекты, возраст минерализации которых значительно древнее (Бисби — 163 млн. лет). Дж. Лоуэлл отмечает тенденцию к омоложению оруденения с северо-запада на юго-восток с разностью крайних значений 18 млн. лет, что, вероятно, можно рассматривать как снижение возраста минерализации при движении к плато Колорадо. Этому не противоречит существенно более молодой возраст месторождений Колорадского пояса и округа Бингхэм (39—31 млн. лет), расположенного к северу от рассматриваемого Аризонского узла.

В размещении месторождений Дж. Лоуэлл и К. Кларк отмечают подчиненность их долгоживущим разломам и узлам их пересечения при общем контроле дугообразными структурами, обрамляющими плато Колорадо.

Наиболее молодые медно-порфировые месторождения запада США описаны Р. Армстронгом и др. для района Каскадных гор. Известные объекты ассоциируют с интрузиями кварцевых диоритов и кварцевых диоритовых порфиритов, которые прорывают олигоценовые и эоценовые эвгосинклинальные вулканиты. Время формирования месторождений 24—6 млн. лет (Маккой Крик — 24, Ирл — 16, Силвер Крик — 17,3, Норт Форк — 9,9, Мисатчи — 6,2 млн. лет).

Основной рудный минерал этих объектов — халькопирит обычно ассоциирует с пиритом и магнетитом, а иногда с пирротинном (Маккой Крик). Эти исследователи отмечают отсутствие в рудах молибденита, наблюдаемого лишь на Норт Форк, биотитовый состав внутренних зон изменений, которые сменяются кварц-серицитовыми и аргиллизитовыми.

По ведущим характеристикам месторождений и общему геологическому строению район Каскадных гор близок эвгосинклинальному типу, а известные объекты хорошо сопоставимы с «диоритовой» моделью В. Холлистера.

Характеристика Мексиканской медно-порфировой провинции, располагающейся на продолжении структур Юго-Запада США, приведена в обзоре Р. Силлитоу [45], обобщившего результаты частных исследований.

Основные месторождения Мексики, включая широко известные Кананеа, Ла Каридад, Лос Пиларес, сосредоточены в узком позд-

немеловом — раннетретичном вулканоплутоническом поясе Сонора — Синалоа, нарастающем к югу рудные районы Юго-Запада США. Этот пояс сформирован на устойчивом поднятии, сложенном докембрийскими метаморфическими толщами и гранитоидами, а также миогеосинклинальными комплексами палеозоя. Триасовые и юрские осадочные и вулканогенные породы развиты за пределами пояса и имеют большее распространение на п-ове Калифорния.

Вулканогенные образования позднемеловой — раннетретичной вулканоплутонической ассоциации Р. Силлитоу относит к андезитовидной известково-щелочной группе. Среди плутоцитов преобладают монциты и кварцевые монциты, наиболее поздние из них датируются эоценом. Породы андезитовидной вулканоплутонической ассоциации на значительной площади перекрыты риолитами олигоцена.

Все месторождения пояса имеют молибденово-медный состав руд, содержание молибдена колеблется от объекта к объекту. В некоторых случаях Р. Силлитоу отмечает наличие вольфрамовой минерализации. Оруденение ассоциирует преимущественно со штоками кварцевых монцитит-порфириров, а в ряде случаев рудоносны брекчиевые трубки, прорывающие гранодиориты, кварцевые монциты и их порфирировые разности. Независимо от этого возраст месторождений колеблется от 52 (Аврора) до 58 млн. лет (Кананеа).

Месторождения Соноры — Синалоа по основным характеристикам близки объектам, которые находятся в эпимиогеосинклинальной обстановке, столь характерной для Аризоны.

Р. Силлитоу делит месторождения Мексики на пять групп. Первую образуют месторождения, на которых минерализованные зоны приурочены к изолированным штокам либо группам штоков кварцевых монцитит-порфириров, сливающимся на глубине (Кананеа, Эль-Алакран, Белла Эсперанца). Ко второй отнесены месторождения, связанные со штоками порфирировых пород, прорывающими фанеритовые плутоны ранних фаз того же комплекса (Ла Кариадад, Мезтли). К третьей группе относятся месторождения, на которых развиты минерализованные зоны в крупных фанеритовых интрузивах (Аврора, Ла Маркита). Четвертая группа объединяет месторождения, руды которых приурочены к брекчиевым телам, прорывающим интрузивные массивы (Ла Азулита, Маллика). Пятую группу выделены минерализованные брекчиевые тела, находящиеся вне видимых связей с интрузивными образованиями (отдельные трубки Лос Пиларес). Для этой группы предполагается высокий уровень эрозионного среза и нахождение на глубине штоков, генерирующих брекчиеобразование, что подтверждается примерами трубок месторождения Кананеа.

В размещении месторождений ведущая роль отводится линейментам северо-западного простираения, контролирующим как позицию пояса, так и размещение рудоносных интрузивов. В то же время для узла месторождений Фортуна де Кобре, Мезтли, Ва-

шингтон и Трансвааль Р. Силлитоу допускает рудоконтролирующую роль трансформного разлома.

Наиболее древнее из известных в Мексике месторождение Эль-Арко (107 млн. лет) располагается на п-ове Калифорния. Рудовмещающий шток гранодиорит-порфиров прорывает меловые субмаринные вулканогенные образования. В рудах преобладают пирит и халькопирит, отмечаются магнетит и молибденит.

Расположенное на границе с Гватемалой месторождение Толиман принадлежит к вулcano-плутоническим поясам Центрально-Американской провинции. Шток кварцевых монцонит-порфиров, прорывающий метаморфические породы докембрия, охвачен окварцеванием, биотитизацией, хлоритизацией и пиритизацией. В ассоциации с халькопиритом в рудах встречается молибденит. Р. Силлитоу отмечает, что это самое молодое месторождение (5,6 млн. лет) приурочено к позднемиоценовому поясу, лишь частично входящему на территорию Мексики.

**Провинция Юкона и Аляски** имеет общие черты с провинцией Британской Колумбии. Обзор медно-порфировых месторождений описываемой провинции приведен в работе В. Холлистера, С. Анцалоне и Д. Рихтера [34].

Территория провинции разделена на внутренний и окраинно-континентальный (прибрежный) пояса, граничащие по разлому Денали и отличающиеся по основным характеристикам.

Внутренний, или Юконский, пояс рассматривается как продолжение структур Северо-Американского кратона. Этот пояс, более известный под названием Юконского кристаллического массива, образован главным образом породами докембрия при ограниченном развитии метаморфизованных отложений позднего триаса — раннего мела. Магматические процессы, проявленные в пределах массива, датируются средним мелом (92—86 млн. лет) и поздним мелом — ранним кайнозойем, что сближает эту часть провинции с поясом Оминьеса Канады.

Окраинно-континентальный пояс образован вулканогенными толщами пенсильванско-пермского возраста, которые В. Холлистер и другие исследователи относят к островодужным комплексам, сформированным на океанической коре. Эти комплексы перекрыты терригенными и карбонатными морскими отложениями и базальтоидными вулканитами триасового возраста. Более молодые вулканогенные образования рассматриваются как продукты раннеюрской, позднеюрско-раннемеловой и третичной островодужных систем, последовательно наращивавших окраину континента начиная с триаса.

Для интрузивных пород пояса установлено пять отрезков формирования: 285—282, 179—154, 117—105, 83—85 и 41—25 млн. лет. Четыре первых отрезка совпадают со временем существования островных дуг, а соответствующие интрузии входят в базальтоидные вулcano-плутонические ассоциации. Более молодые плутоны скорее принадлежат к андезитоидным вулcano-плутоническим поя-

сам, формирующимся в тылу третичных островодужных геоструктур.

Месторождения провинции, пока еще слабо изученные, В. Холлистер и его коллеги разделяют на три типа: кварцево-монцитонитовый внутреннего, кварцево-монцитонитовый окраинно-континентального и диоритовый окраинно-континентального поясов. Это разделение учитывает доступные основные характеристики месторождений и отражает различия в строении основных зон провинции.

Месторождения первого типа ассоциируют с меловыми (70 млн. лет) и мел-третичными штоками кварцевых монцитонитовых порфиров и кварцевых монцитонитов, прорывающими палеозойские и более древние метаморфические толщи (Таурис, Деннис, Ток), пермские гранодиориты (Казино, Ко), мел-третичные вулканиты (Кокфилд). Все эти месторождения по позиции близки объектам западного фланга пояса Оминека и находятся преимущественно в эпимиогеосинклинальной обстановке.

Лишь часть месторождений, отнесенных ко второму типу, ассоциирует с кварцевыми монцитонитами (Трежер Крик, Карл Крик, Хорсфельд). Эти интрузии, датируемые мелом (111 млн. лет), прорывают верхнепалеозойские метаморфизованные осадочные и вулканогенно-осадочные толщи либо вулканиты позднего мезозоя и в целом находятся в той же позиции, что и рудоносные штоки Юкона. Остальные месторождения, включенные во второй тип, связаны либо с меловыми гранодиоритами мела (Бонд Крик и др.), либо с кварцевыми диоритами того же возраста (Джонсон Крик, Макларен). Породы, вмещающие эти интрузии, представлены палеозойскими, триасовыми и меловыми вулканитами.

К третьему типу отнесены месторождения, приуроченные к диоритам и диоритовым порфирирам раннетриасового (Грабстейк), раннеюрского (Индиян Пасс Лейк), мелового (Баумтофф, Птармиган Крик — 114 млн. лет) и третичного возраста (Костелло Крик). Все эти интрузии В. Холлистер рассматривает как часть островодужных вулканоплутонических ассоциаций, продуцирующих месторождения, которые отвечают «диоритовой» модели.

К этому же типу принадлежат наиболее молодые месторождения провинции, находящиеся в структурах Алеутской островной дуги (Пирамид, Драй Крик) и описанные Р. Армстронгом и др. [9].

Месторождение Пирамид приурочено к штоку кварцевых диоритовых порфиров (абс. возраст 6,2 млн. лет), прорывающему олигоценые островодужные вулканиты андезитового и андезит-базальтового состава и испытавшему биотитизацию и серицитизацию. На месторождении Драй Крик минерализация ассоциирует со штоком кварцевых диоритов (абс. возраст 3,3 млн. лет), внедрившимся в юрские толщи. Минерализация представлена халькопиритом, пиритом и магнетитом; отмечаются следы молибдена и золота. От внутренних частей штока к периферии месторождения происходит смена зоны биотитизации зоной серицитизации, за

которой располагается обширный ореол пропилитизации и пиритизации.

Несмотря на недостаток материалов, удается установить, что эта часть Северо-Американского континента по основным закономерностям размещения медно-порфировых месторождений близка прилегающей с юга провинции Британской Колумбии. Эта близость выражается прежде всего в сопряженности магматических процессов эвгеосинклинальных зон и консолидированных областей в сочетании эпимиogeосинклинальных, эпиэвгеосинклинальных и остродужных обстановок локализации оруденения.

### ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ПРОВИНЦИИ И РАИОНЫ

Месторождения медно-порфирового типа, приуроченные к вулканоплутоническим поясам конца палеозоя—начала мезозоя, меньше распространены по сравнению с объектами других возрастных групп. Хорошо изучена **Северо-Монгольская провинция**, отвечающая Орхоно-Селенгинскому вулканоплутоническому поясу, к которому приурочен Эрдэнтуинский рудный район МНР.

Орхоно-Селенгинский вулканоплутонический пояс, входящий на территории МНР в геоструктуры Северо-Монгольской системы и продолжающийся в пределах СССР в Западном Забайкалье, сформирован в перми — ранней юре на раннекаледонском складчатом основании южного обрамления Сибирской платформы. Геологическое строение пояса и его тектоно-магматическое развитие рассмотрены в работах Ю. А. Борзаковского, Л. П. Зоненшайна, Э. В. Михайлова, Р. А. Хасина, Ч. Хурца, Б. А. Яковлева и в труде коллектива авторов «Геология Монгольской Народной Республики» (1973, 1977 гг.), что позволяет проследить историю формирования этой части Центрально-Азиатского металлогенического пояса в значительном временном интервале.

Состав субстрата Орхоно-Селенгинского пояса определяется эвгеосинклинальными режимами рифея — раннего кембрия, обусловившими накопление мощных вулканогенных толщ основного, умеренно кислого и кислого состава к северо-западу от Монголо-Забайкальской области, которая являлась ареной терригенного осадконакопления. Средний кембрий — ордовик характеризуются интенсивным орогенным плутонизмом при смещении геосинклинального развития в область Монголо-Забайкальской системы. После силурийской стабилизации в пределах последней системы в девоне отмечается регенерация геосинклинального режима, а на ее северо-западной оконечности — проявления орогенных вулканических и плутонических процессов. Тенденция к формированию поднятия на месте будущего Орхоно-Селенгинского пояса прослеживается от середины девона до ранней перми, хотя в смежной Монголо-Забайкальской области продолжают процессы амагматического геосинклинального осадконакопления.

Формирование Орхоно-Селенгинского вулканоплутонического пояса начинается с конца ранней перми и включает два этапа:

раннепермский — поздне триасовый и поздне триасовый — раннеюрский с миграцией тектоно-магматических процессов с юго-запада на северо-восток, как отмечают Ю. А. Борзаковский и Р. А. Хасин (1973 г.). Интересно отметить, что Л. П. Зоненшайн (1973 г.) предполагает связь пояса с тектонической активностью позднегерцинских зон Монголо-Забайкальской системы. По отношению к последним пояс занимает краевое положение, протягивается параллельно и замыкается на западе примерно на уровне юго-западного ограничения Монголо-Забайкальской системы. В пределах этой системы к началу формирования Селенгинского пояса хотя и господствует орогенная обстановка, в осевых частях бывшей геосинклинали сохраняются остаточные прогибы.

Орхоно-Селенгинский вулканоплутонический пояс сформирован на консолидированных к середине кембрия эвгеосинклинальных комплексах к северо-западу от Монголо-Забайкальской области, сохранявшей геосинклинальный режим с признаками двукратной регенерации до перми включительно. Палеотектоническая позиция пояса позволяет рассматривать его в качестве окраинно-континентальной геоструктуры, сформированной как отражение вторичногеосинклинальных процессов Монголо-Забайкальской области.

Эрдэнтуинский рудный район, располагающийся в средней части Орхоно-Селенгинского пояса, соответствует ареалу распространения интрузий позднепермского — раннетриасового комплекса, входящего с пермской андезит-дацит-липаритовой формацией в продуктивную вулканоплутоническую ассоциацию.

Площадь рудного района включает часть поперечного (к общему простиранию пояса) поднятия, обрамленного триасовой молассой и поздне триасовыми — юрскими трахитоидными и трахитовыми вулканогенными формациями. В строении поднятия значительная роль принадлежит разрывам северо-западного простирания, контролировавшим размещение интрузий селенгинского комплекса и подновленным в послееорское время.

Рифейско-кембрийский субстрат Орхоно-Селенгинского вулканоплутонического пояса, представленный метаморфизованными эвгеосинклинальными толщами, обнажается к северо-западу и к юго-востоку от ограничивающих разломов. В строении субстрата значительная роль принадлежит позднепалеозойским гранитоидам, слагающим крупные массивы, часть которых участвует в строении упомянутого выше поперечного поднятия.

Р. А. Хасин и др. [26] в селенгинском комплексе выделяют габбро-диориты, диориты, монцониты и сиенит-диориты ранней фазы, субщелочные граниты и гранодиориты второй (главной) фазы и порфиновые тела третьей фазы. Среди последних основная роль принадлежит гранодиорит-порфирам, к штокам и дайкам которых приурочено медно-порфировое оруденение. Менее распространены дайки лейкократовых гранитов, гранит-аплитов и микрогранитов, завершающие третью фазу. Породы этого комплекса отличаются от составляющих нормального известково-щелочного ряда

более высокой щелочностью при отчетливо выраженной натровой специализации. По геологическим данным возраст комплекса определяется как постпозднепермский — допозднетриасовый, чему не противоречат определения абсолютного возраста (245—226 млн. лет).

Более молодые (позднетриасово-раннеюрские) интрузии включают массивы гранодиоритового состава с переходами к сиенит-диоритам, дайки трахитового состава, микродиоритов, сиенит-диоритовых порфиритов и монзонит-порфиритов.

Блоковое строение района определяется сочетанием разломов двух главных систем: северо-восточной и северо-западной, существенно влияющих на структурный план как пояса, так и его основания. Часть разломов фиксирована раннемезозойскими дайками. Кроме хорошо известного месторождения Эрдэнтуин-Обо, в районе установлено несколько проявлений медной минерализации как медно-порфирового, так и иных типов (медно-скарновой, медно-рудно- жильно-кварцевой, медно-цеолитовой формации). В генетическом отношении интересны проявления медной минерализации, близкие к типу «мантос» и представленные вкрапленностью самородной меди, халькопирита и халькозина в андезитах пермотриаса. Минерализация развита в миндалинах кровли потоков андезитов и в зонах брекчирования.

Эрдэнтуинский рудный район по палеотектонической позиции и ведущим характеристикам продуктивной вулканоплутонической ассоциации близок к районам эпизвгеосинклинального типа, несмотря на значительный разрыв между возрастом основания пояса и временем формирования последнего.

К позднепалеозойской эпохе медно-порфирового оруденения принадлежит месторождения Палеотетиса, известные в Джунгаро-Балхашском и Южно-Гобийском поясах, Кураминской и Зайсанской зонах. Позднепалеозойские проявления медно-порфировой минерализации описаны на территории Аргентины, к востоку от мезозойско-кайнозойского Перуанско-Чилийского пояса. Из этих регионов наиболее изучена северо-западная (токрауская) часть Джунгаро-Балхашского пояса, которая может быть рассмотрена в качестве типовой для данной возрастной группы провинций и районов.

Геологическое строение **Северного Прибалхашья** и закономерности размещения месторождений медно-порфирового типа рассмотрены в многочисленных публикациях М. А. Абдулкабировой, М. К. Бахтеева, В. Ф. Беспалова, Ш. Е. Есенова, А. К. Каюпова, В. В. Колесникова, В. Я. Кошкина, Ю. К. Кудрявцева, В. Г. Ли, Г. Ф. Ляпичева, З. М. Нурбаева, А. И. Полетаева, В. С. Попова, Е. В. Пучкова, Н. А. Фогельман и др. Приводимая характеристика региона основана на материалах С. Т. Агеевой, Ю. К. Кудрявцева, Р. М. Мараевой и В. Г. Сапожникова и разработках автора, учитывающих построения предшествующих исследователей.

В качестве основных тектонических единиц Северного Прибалхашья выделяются Северо-Балхашский и Новалы Кызылэспинский

антиклинорий, образованные каледонскими комплексами, и расположенный между ними Токрауский синклинорий, основную часть которого слагают породы позднепалеозойских вулканоплутонических ассоциаций. Большинство исследователей включают их в структуры вулканогенного (вулканоплутонического) пояса, геотектоническая позиция которого и его положение в тектоно-магматических циклах остаются предметом оживленной дискуссии, рассматриваемой в работах А. А. Моссаковского (1975 г.) и Г. Ф. Ляпичева и др. [4].

Для понимания позиции продуктивных вулканоплутонических ассоциаций этого пояса важное значение имеет анализ истории эволюции режима развития региона и определение палеотектонического положения последевонских геологических комплексов.

В додевонский период развития региона, реконструируемый на основе изучения Северо-Балхашского антиклинория, выделяются кембрийско-позднеордовикский эвгеосинклинальный и позднеордовикско-раннефаменский миогеосинклинальный этапы, проявившиеся в пределах того же подвижного пояса. Согласно геофизическим данным В. Н. Любецкого, не предполагается распространение додевонских эв- и миогеосинклинальных образований на всю площадь Токрауского синклинория. Основание вулканоплутонических ассоциаций последнего на большей части территории скорее представляют каледонские, а возможно, и более древние образования, продолжающиеся от выступов Новалы-Кызылэспинского антиклинория.

Фаменско-турнейское развитие региона, начавшееся после этапа тектонических перестроек, характеризуется достаточно специфическим режимом. Вулканогенные образования этого времени достигают максимальных мощностей в прибортовых частях Северо-Балхашской миогеосинклинали, преобразовавшейся в группу остаточных прогибов, в пределах узких приразломных зон, симметрично обрамляющих ее. Вулканыты в удалении от таких зон, сокращаясь в мощности, уступают место осадочным образованиям. В типовых разрезах вулканогенных толщ С. Т. Агеева [3] устанавливается их принадлежность к ряду базальты+андезиты→дациты→дациты+липариты и плагиолипариты. При преобладании пирокластических фаций липаритового и дацит-липаритового состава вулканыты характеризуются отчетливо выраженным натровым профилем. Этот период развития региона, проявившийся главным образом в относительно узких приразломных прогибах, завершился внедрением интрузий габбро-плагиогранитной формации.

По условиям становления и петрохимическим характеристикам фаменско-турнейская вулканоплутоническая ассоциация сопоставима с продуктами вторичногеосинклинальных зон, что подтверждается и сравнением ее позиции с типичными вторичными геосинклиналями, выделяемыми Г. А. Твалчрелидзе [25]. Фаменско-турнейский этап может рассматриваться как вторичногеосинклинальный, сопряженный с первичной внутриконтинентальной Северо-Балхашской геосинклиналью и наложенный как на комплексы

последней, так и (частично) на ее раму до начала формирования вулканоплутонического пояса.

В становлении последующих вулканоплутонических ассоциаций, открывающих после визейского перерыва период формирования вулканогенного пояса, наиболее интересны поздневизейско-намюрский (каркаралинский), намюрско-среднекаменноугольный (калмакэмельский) и средне-позднекаменноугольный (керегетасский) этапы. Первые два, по данным С. Т. Агеевой, Р. Н. Маряевой и В. Г. Сапожникова [3], отвечают периодам становления двух вулканоплутонических ассоциаций, хотя не исключается, что различия между ними по положению в пространстве и времени формирования могут отражать миграцию соответствующего режима, сопровождавшуюся и определенными изменениями петрохимических характеристик, от вторичногеосинклинальных прогибов к устойчивым поднятиям. В керегетасском этапе преобладает игнибритовый вулканизм, продукты которого перекрывают породы продуктивных вулканоплутонических ассоциаций.

С. Т. Агеевой [3] проведен анализ зависимости фациальных и петрохимических особенностей продуктов вулканизма упомянутых этапов от обстановок его проявления, отвечающих различным типам рудных районов.

В тех районах региона, где продуктивные вулканоплутонические ассоциации сформированы на вторичногеосинклинальных либо первичногеосинклинальных комплексах, либо на тех и других, разрезы вулканитов имеют следующие особенности:

среди образований каркаралинского этапа базальты и андезиты (в соотношении 1:10) составляют около 30 %, дациты 60 %, а липариты 10 %. Осадочные породы слагают от 5—10 до 75 % разреза. Коэффициент эксплозивности возрастает от 20 в группе основных пород до 90 — в кислых. Дифференциационный ряд: базальты + андезиты → дациты → дацит-липариты → липариты. В разрезе калмакэмельского этапа породы основного состава составляют 50—60 % вулканитов, кислые лавы и пирокласты 20—40 %, туфогенно-осадочные породы слагают до трети разреза, а дифференциационный ряд следующий: базальты + андезит-базальты → андезиты → андезитодациты → липариты → трахилипариты.

По химическому составу вулканиты таких районов относятся к существенно натровым известково-щелочным породам. В ряду андезит-базальт — липарит отчетливо проявлена тенденция к уменьшению концентрации  $Al_2O_3$ , суммарного железа,  $CaO$  и  $MgO$  от основных пород к кислым. Более сложную зависимость обнаруживают щелочные компоненты. Если для  $K_2O$  намечается тенденция увеличения концентрации от основных к кислым породам, то для  $Na_2O$  возрастание концентраций заканчивается в дацитовой группе с последующим снижением в сторону липаритов. Андезиты, преобладающие среди вулканитов калмакэмельского этапа, существенно обогащены  $K_2O$  при меньших концентрациях глинозема, магнезии и извести, что выделяет данные породы из ряда основных пород предшествующих этапов излияний.

В зонах сопряжения предшествующих вторичногеосинклинальных прогибов с осадочными породами рамы вулканиты каркаралинского этапа представлены мощной толщей туфогенных пород дацитового состава (50—80 %), которая венчается липаритовыми игнимбритами (20—25 %), а в низах содержат редкие потоки андезитовых порфиритов (около 10 %). Коэффициент эксплозивности 75—100. Дифференциационный ряд: андезиты + андезит-дациты → дациты + липарито-дациты → липариты. В разрезах калмакэмельского этапа преобладают лавы андезитов и андезитодацитов (80—100 % вулканитов). Доля средних и кислых производных эксплозивной фации составляет не более 20 %. Породы промежуточного состава находятся в резко подчиненном количестве, но отмечаются во всех разрезах. Дифференциационный ряд несколько сокращен: андезиты → андезитодациты → дациты → липариты.

По петрохимическим особенностям породы эпимиогеосинклинальных районов относятся к нормальному известково-щелочному ряду (см. табл. 3). Туфы липарит-дацитового состава, преобладающие в составе вулканических продуктов каркаралинского этапа, слабо пересыщены глиноземом, содержат повышенные концентрации титана и низкие магния. Отношение  $\text{Na}_2\text{O}$  к  $\text{K}_2\text{O}$  близко к единице. Основные породы калмакэмельского этапа значительно обогащены  $\text{K}_2\text{O}$ , а вулканиты кислого состава, нередко наблюдаемые в нижней части разреза, по составу полностью соответствуют породам липаритовой группы каркаралинской свиты и могут рассматриваться как естественное продолжение визе — намюрского этапа.

На выступах древнего поднятия (Новалы-Кызылэспинский антиклинорий) разрезы вулканогенных пород резко сокращены. К каркаралинскому этапу принадлежат туфовые фации дацитового и липаритового состава, а к калмакэмельскому — туфы и лавы андезитовых порфиритов. По химическому составу эти породы относятся к известково-щелочным и имеют повышенные содержания калия.

В зависимости от позиции районов вулканиты продуктивных ассоциаций могут быть отнесены к трем различным формациям: андезит-дацитовой, дацитовой и липарит-дацитовой. Они принадлежат к известково-щелочной серии и представляют три различных по щелочности гомодромных ряда — натровой, калиево-натровой и калиевой специализации.

Особенности пространственного размещения и петрохимические характеристики интрузивных образований, образующих с рассмотренными вулканогенными толщами устойчивые сообщества, проанализированы Р. Н. Мараевой [3], В. Г. Сапожниковым [3], Р. Н. Мараевой и Ю. К. Кудрявцевым [3].

Гранодиоритовые интрузивы Северного Прибалхашья В. Г. Сапожниковым [3] разделены на четыре группы, условно называемые нами в дальнейшем субформациями: натровых гранодиоритов и плагиоклазовых гранитов, нормальных гранодиоритов и гранитов, калиевых диоритов и гранодиоритов, субщелочных гранодио-

ритов. Интрузии первых двух субформаций развиты в полях вулканитов каркаралинского этапа, причем первая появляется в эпизевгеосинклинальной обстановке, а вторая — в эпимиегеосинклинальной. Породы третьей субформации тяготеют к зонам распространения вулканитов калмакэмельского этапа с преобладающим развитием в эпикратонной обстановке. Таким же образом располагаются интрузивы четвертой группы, однако пространственно-временные соотношения их с вулканитами менее отчетливы.

Как видно из наименований субформаций, в основу их выделения, кроме геологических наблюдений, положены различия в щелочности, сходные с отмеченными выше для вулканогенных образований. Интрузивные породы, как и вулканиты, представляют три гомодромных ряда натровой, калиево-натровой и калиевой специализации.

По данным В. Г. Сапожникова [3], интрузивные породы можно отнести к трем рядам: диорит-гранодиоритовому, диорит-гранодиорит-гранитному и монцонитоидному. Последний ряд отвечает субформации калиевых гранодиоритов. В то же время включенные в нее граниты надстраивают иной ряд, что не может быть объяснено использованными материалами. Породы субформации щелочных гранодиоритов оказываются в монцонитоидном ряду, что не противоречит их эпикратонной позиции при приуроченности к выступам терригенного субстрата.

Для Северного Прибалхашья в рамках поздневизейско-среднекаменноугольного развития можно выделить три продуктивные вулcano-плутонические ассоциации. Первую образуют вулканиты натровой андезит-дацитовой формации и интрузивы субформации натровых гранодиоритов и плагиоклазовых гранитов, развитые в эпизевгеосинклинальных частях пояса. Во вторую входят вулканогенные образования калиево-натровой дацитовой формации и плутониты субформации нормальных гранодиоритов и гранитов, распространенные в зоне сопряжения предшествующих вторичногеосинклинальных прогибов с осадочными породами рамы. Третью составляют вулканиты калиевой липарит-дацитовой формации и интрузивные образования субформации калиевых гранодиоритов и гранитов, характеризующие участки устойчивых поднятий, сложенных осадочными образованиями.

На рис. 10 выделены субформации интрузивных пород, а вулканогенные толщи даны без формационного расчленения. На схеме дано также упрощенное разделение пород субстрата пояса, а вулканиты и плутониты среднекаменноугольно-пермского возраста, сформированные после продуктивных ассоциаций, показаны бездробного расчленения. К этим образованиям принадлежат керетасские игнимбриты, более поздние вулканиты трахитоидного и трахитового состава и ассоциирующие с ними субщелочные, щелочные, аляскитовые гранитоиды и монцониты.

Интрузивы продуктивных вулcano-плутонических ассоциаций и связанные с ними месторождения и рудопроявления в своем раз-

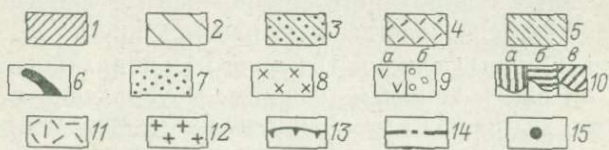
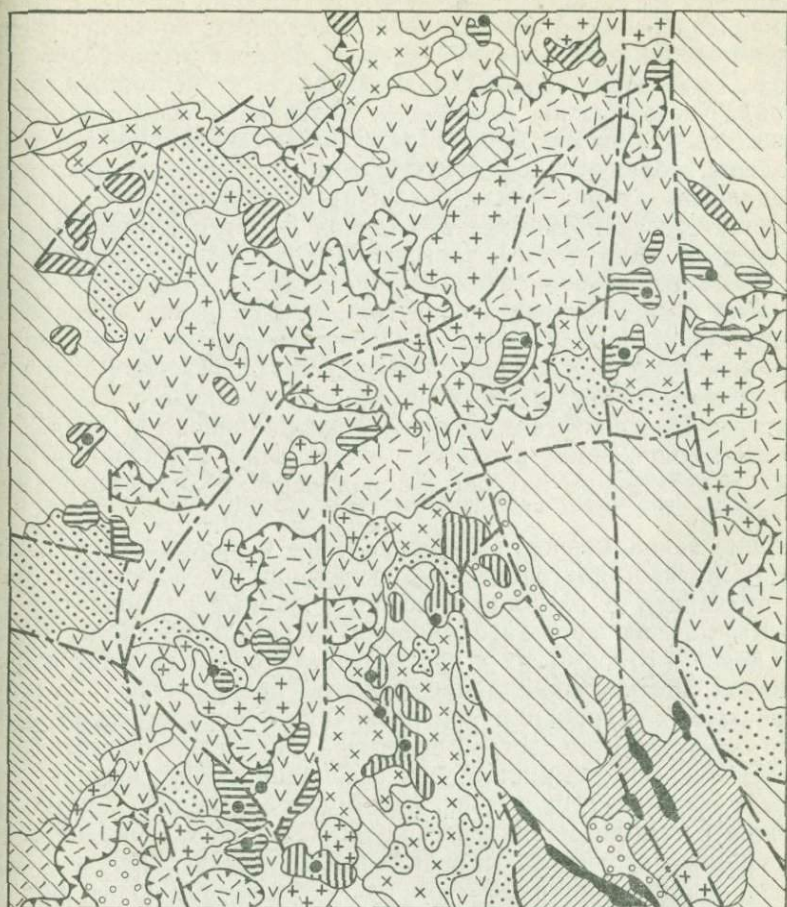


Рис. 10. Схема геологического строения Северного Прибалхашья (фрагмент).  
По материалам разных авторов [3].

1—6 — каледонское и раннегерцинское основания вулканоплутонического пояса: 1 — эвгосинклинальные комплексы; 2 — миоэвгосинклинальные комплексы; 3 — молассонды; 4 — гнейсы, 5 — гранитоиды; 6 — гипербазиты; 7 — вулканогенные и осадочные толщи фаменско-турнейских вторичных геосинклиналей; 8 — интрузии габбро-плагногранитной вторичногеосинклинальной формации; 9—10 — продуктивные вулканоплутонические ассоциации: 9 — вулканиты  $C_1-C_2$  (a) и синхронные с ними осадочные образования (б), 10 — рудоносные гранодиоритовые массивы: натровые (a), калиево-натровые (б), калиевые (в); 11—12 — пострудные образования: 11 — вулканиты  $C_2-S-P_1$ , 12 — гранитоиды  $C_2-S-P_1$  и моложе; 13 — границы вулканотектонических депрессий; 14 — гравиметрические ступени; 15 — основные разломы; 16 — месторождения и рудопроявления медно-порфирового типа

мещении обнаруживают зависимость от позиции Северо-Балхашской первичной геосинклинали и расположенных на ее периферии вторичногеосинклинальных прогибов. К последним наиболее приближены массивы натровых гранодиоритов с месторождениями Коунрад, Каскырказган, Кенькудук. Интрузивы субформации нормальных гранодиоритов с месторождением Борлы и рядом рудопроявлений образуют прерывистую цепь, огибающую на некотором удалении геосинклинали. Калиевые диориты и гранодиориты, с которыми ассоциируют месторождения Каратас и Бирюк, развиты в дугообразной полосе, частично выходящей в структуры Новалы-Кызылэспинского антиклинория и протягивающейся субпараллельно цепи массивов второй группы. Эти особенности размещения продуктивных плутонов и месторождений могут рассматриваться как следствие миграции соответствующего режима от вторичногеосинклинальных прогибов, «накатывания» его на жесткие структуры Новалы-Кызылэспинского антиклинория с последовательным омоложением процессов и эволюции составов магматических продуктов от натровых пород через калиево-натровые к калиевым.

Общие закономерности распределения в пространстве составляющих вулканоплутонических ассоциаций не позволяют отделять вулканиты и плутониты, сформированные на поднятии Новалы-Кызылэспинского антиклинория, от остальной части Токрауского пояса и относить их к продуктам тектоно-магматической активизации. Латеральная непрерывность продуктивных вулканоплутонических ассоциаций при различиях в конкретном их выражении, зависящем от состава субстрата, определяет геологическое и геотектоническое единство. Эти ассоциации могут выделяться в качестве орогенных, скорее, по режиму становления, а не по положению в тектоно-магматических циклах, так как они не столько завершают вторичногеосинклинальное развитие, сколько открывают принципиально иной этап развития земной коры, причинно сопряженный с вторичногеосинклинальными процессами, но не являющийся их непосредственным продолжением.

Основные рудные районы Северного Прибалхашья по характеристикам близки к типовым районам. Коунрадский район с продуктивными натровыми гранодиоритами и существенно медным составом руд располагается в эпизевгеосинклинальной обстановке. Калиевый профиль рудоносных массивов Каратасского района и существенно молибденовый состав руд известных объектов отражают их эпикратонную позицию. В то же время монцитонитовый характер интрузивов может быть отнесен за счет широкого развития осадочных комплексов в субстрате этого района, что уже отмечалось и для других провинций. Борлинский район, располагающийся в зоне сопряжения вторичногеосинклинального прогиба с породами рамы, отличается принадлежностью рудоносных плутонов к нормальному ряду и молибденово-медным составом руд.

В целом для Северного Прибалхашья, представляющего пример наиболее изученных позднепалеозойских провинций, по основным характеристикам не устанавливается принципиальных отличий от более молодых провинций такого же типа.

### СРЕДНЕПАЛЕЗОЙСКО-МЕЗОЗОЙСКИЕ ПРОВИНЦИИ И РАЙОНЫ

В Восточно-Австралийской провинции известны многочисленные проявления минерализации медно-порфирового и молибден-порфирового типа, среди которых значительные по масштабам месторождения пока не установлены. Д. Хортон [30] делит эти объекты по экономической значимости на три группы: 1) месторождения с запасами руды более 25 млн. т и содержанием более 0,25 % условной меди либо более 0,05 % условного молибдена; 2) рудопроявления с площадью развития минерализации более 0,2 км<sup>2</sup> и содержанием условной меди более 0,5 %; 3) мелкие рудопроявления и точки минерализации. Из 78 объектов к первой группе Д. Хортон относит лишь три месторождения (Мунмера, Коалстоун, Андурамата).

Ограниченность масштабов месторождений в известной мере определяет недостаточную изученность как конкретных объектов, так и рудных районов. Однако опубликованные данные австралийских исследователей [31] позволяют рассмотреть основные черты этой провинции, ранее мало освещенной в отечественных публикациях.

Проявления минерализации медно-порфирового типа расположены в Восточном Квинсленде, где выделяются субпровинции и районы Равенсвуд, Ходгкинсон—Брокен Ривер, Джорджтаун, Яррол и Гимпи с разновозрастным оруденением. По данным определений абсолютного возраста рудоносных интрузивов и вторичных минералов на месторождениях Д. Хортон относит проявления минерализации к четырем эпохам: силурийско-девонской (395 млн. лет) и каменноугольно-пермской (310—265 млн. лет) на северо-востоке Квинсленда, к пермско-триасовой (255—220 млн. лет) и раннемеловой (125—110 млн. лет) на юго-востоке (рис. 11).

Рудопроявления силурийско-девонского возраста концентрируются в блоке Равенсвуд орогенического пояса Томсон. Этот блок сложен раннепалеозойскими метаморфитами, осадочными и вулканогенными породами, прорванными ордовикскими и силурийско-девонскими гранитоидами. Известная здесь минерализация, представленная вкрапленностью пирита и халькопирита с подчиненным молибденитом, ассоциирует с порфировыми фазами гранодиоритового комплекса. Для шести выявленных участков Д. Хортон отмечает принадлежность к нижним частям медно-порфировых систем, глубоко вскрытых эрозионным срезом.

Минерализация каменноугольно-пермского этапа характерна для районов северо-востока Квинсленда и севера орогена Новой Англии. Субпровинция Ходгкинсон—Брокен Ривер, расположенная

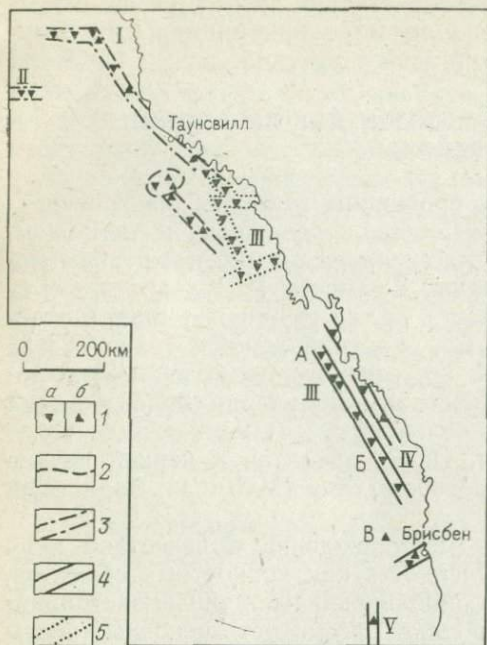


Рис. 11. Схема размещения месторождений и наиболее значительных рудопроявлений Квинсленда (Австралия). По Д. Хортону (1978 г.).

Субпровинции и районы: I — Ходгкинсон — Брокен Ривер, II — Джорджтаун, III — Яррол, IV — Гимпи, V — Новая Англия.

I — месторождения (А. Мунмера, Б. Коалстоун, В. Андурамата) и рудопроявления: а — медно-порфировые, б — молибден-медно-порфировые и молибден-порфировые; 2—5 — пояса и зоны разновозрастного оруденения: 2 — силурийско-девонского, 3 — каменноугольно-пермского, 4 — пермско-триасового, 5 — раннемелового

здесь, представляет собой обрамление докембрийского кратона, сложенное ордовикско-раннекаменноугольными мелководными морскими и флишондными осадками. Медно-порфировое оруденение связывается с формированием позднека-

менноугольно-пермского вулcano-плутонического пояса, включающего известково-щелочные вулканиты и интрузии гранодиоритового, реже монзонитового состава.

Минерализация, ассоциирующая с гранодиорит-порфирами, представлена главным образом пиритом и халькопиритом при подчиненной роли молибденита. На некоторых рудопроявлениях отмечается присутствие борнита, галенита, сфалерита, а в некоторых случаях — пирротина и арсенопирита. Среди продуктов метасоматоза преобладают серицитизированные и пропицитизированные породы; проявления калишпатизации редки.

Рудопроявления, приуроченные к монзонит-порфирам, которые прорывают силурийско-девонские гранодиориты и каменноугольные вулканиты, располагаются ближе к докембрийскому кратону. Молибденит, халькопирит и пирит, слагающие основной объем руд, сопровождаются пирротинном, борнитом, галенитом, сфалеритом, магнетитом и вольфрамитом, известном на некоторых объектах.

Насколько можно судить по материалам Д. Хортонa, для месторождений северо-восточной части Квинсленда характерна эпизеогеосинклинальная обстановка, хотя прибрежные районы имеют некоторые признаки эпизеогеосинклинальных. Д. Хортон отмечает, что на северо-востоке Квинсленда происходит миграция магматической активности и процессов рудообразования в восточном направлении с тремя временными отрезками (310, 285 и 265 млн. лет).

Проявления пермо-триасовой минерализации, к которой принадлежат и наиболее значительные в провинции месторождения Мунмера, Коалстоун и Амдурамата, концентрируются в двух узких поясах в юго-восточном Квинсленде. Западная часть субпровинции Яррол, как и район Новая Англия, образована вулканогенными и вулканогенно-осадочными толщами позднесилурийского — раннепермского возраста. Восточнее, за поясом гипербазитов, развиты силурийские — раннепермские флишоидные и офиолитовые комплексы. Район Гимпи, располагающийся в прибрежной зоне, сложен пермско-триасовыми вулканитами, ассоциирующими с мелководными осадочными отложениями и принадлежащими продуктивной вулcano-плутонической ассоциации.

Месторождения и рудопоявления запада субпровинции Яррол ассоциируют с кварцевыми диоритовыми порфиритами и гранодиорит-порфирами, абсолютный возраст которых 235—250 млн. лет. Руды существенно медные, отношение меди к молибдену колеблется от 10 до 50. Пирит и халькопирит, слагающие основной объем руд, сопровождаются подчиненными молибденитом и магнетитом, более редкими сфалеритом, галенитом и содержат золото. На многих объектах центральные зоны кварц-серицитовых изменений обрамлены зонами пропилитизации. В некоторых случаях в центральных зонах преобразований развиты ортоклаз и вторичный биотит. Геохимическая зональность в большинстве случаев отвечает ряду молибден—медь—цинк+свинец, имеющему вертикальное и латеральное проявление. Пиритовые ореолы разделяют зоны медной и свинцово-цинковой минерализации. В целом для данной части провинции характерна эпизвгеосинклинальная обстановка формирования медно-порфирового оруденения в связи с интрузиями пермско-триасового вулcano-плутонического пояса.

Расположенное в западной части субпровинции наиболее значительное в Квинсленде месторождение Мунмера может рассматриваться в качестве типичного примера медно-порфирового оруденения. По данным Х. Думме [30], это месторождение связано с позднепермским интрузивным комплексом Баулдеркомб. Основные разрезы района слагают вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи среднего девона — раннего карбона мощностью более 4 км, над которыми залегают флишоидные образования верхов раннего и позднего карбона. Внедрению комплекса Баулдеркомб предшествует формирование лагунных отложений и проявление риолитового вулканизма. К триасу отнесены туфы и лавы андезитов, сформированные после позднепермских конгломератов.

Интрузивный массив Баулдеркомб, прорывающий антиклинальную складку, в основной части образован гранодиоритами. Месторождение Мунмера приурочено к южному флангу массива, где развиты кварцевые диориты, ранние и поздние гранодиорит-порфиры, туффизиты и брекчиевые тела нескольких стадий формирования.

Рудно-метасоматические зоны месторождения контролируются штоком порфировых пород и брекчиевыми телами, выходят в квар-

цевые диориты и в целом подчинены кольцевой структуре, которая фиксируется дайками гранодиорит-порфиров, аплитов и маломощными брекчиевыми телами. Центральная зона интенсивной биотитизации обрамлена слабобиотитизированными породами. На фоне обеих зон в поздних гранодиорит-порфирах и брекчиях проявлены серицитизация и хлоритизация. К таким участкам приурочены пирит и халькопирит завершающей стадии минерализации. Для продуктов ранней стадии минерализации, развитых в биотитизированных породах, Х. Думме отмечает следующую зональность. Центральное ядро убогих руд среди интенсивно биотитизированных пород обрамлено зоной прожилковых молибденит-халькопиритовых руд, которая сменяется вначале зоной халькопирита и пирита, а затем ореолом пирита, где халькопирит и молибденит очень редки.

Одиночные рудопроявления юга района Гимпи и Новой Англии отличаются низким отношением  $Cu/Mo$  при связи оруденения с гранит-порфирами. Сходные объекты с существенно молибденовой минерализацией, связанной с гранитами, известны и в восточной части района Гимпи. Так, на рудопроявлении Нэтив Дог отношение  $Cu/Mo$  около 4, а руды несут магнетит и вольфрамит.

В крайней северной части орогена Новая Англия медно-порфировая минерализация датируется ранним мелом с двумя периодами 128—120 и 110—117 млн. лет. В этой возрастной группе присутствуют как молибден-медно-порфировые рудопроявления с отношением  $Cu/Mo$ , равным 15—20, так и собственно медно-порфировые. Для последних характерна связь с гранодиорит-порфирами и кварцевыми диоритовыми порфиритами, среди продуктов их изменений отсутствуют зоны калишпатизации и биотитизации.

Рассматривая общие закономерности размещения медно-порфировой минерализации в Восточно-Австралийской провинции, Д. Хортон [30] отмечает приуроченность месторождений и рудопроявлений к узким протяженным поясам одновозрастного магматизма, осложненным разломами трансформного типа. Поясное размещение месторождений на окраине континента в сочетании с омоложением их с запада на восток связывается с дискретной миграцией к востоку древней зоны субдукции, имевшей восточное падение. По палеотектоническим построениям Д. Хортона месторождения делятся на островодужные, окраинно-континентальные и энсиалические. Первая из этих групп, судя по характеристике конкретных объектов, может быть отнесена к эпизвогеосинклинальным районам, а две других — к эпимиогеосинклинальным и эпикратонным соответственно.

#### **ПРИНЦИПЫ ВЫДЕЛЕНИЯ ПРОВИНЦИЙ И РУДНЫХ РАЙОНОВ. СОДЕРЖАНИЕ МЕЛКОМАСШТАБНЫХ ПРОГНОЗНЫХ КАРТ**

Выделение медно-порфировых провинций при прогнозно-металлогенических исследованиях базируется на принципах типизации провинций и входящих в них районов и описания наиболее типич-

ных из них. Медно-порфиновые провинции рассматриваются как области развития продуктивных вулканоплутонических ассоциаций, которые появляются в определенных геотектонических обстановках. Вулканоплутонические пояса, включающие эти ассоциации, по ведущему профилю магматизма делятся на андезитондные, односторонне обрамляющие первичные либо вторичные геосинклинали, и базальтоидные, входящие в состав первичных эвгеосинклиналей.

Таким образом, выделение медно-порфиновых провинций при прогнозно-металлогенических исследованиях требует проведения палеотектонического районирования на основе формационного анализа, позволяющего выявить различные по режиму развития геоструктуры; установления положения продуктивных либо потенциально продуктивных вулканоплутонических ассоциаций в ряду вулканогенных и плутоногенных сообществ, образующих эти пояса; определения места таких ассоциаций в истории развития поясов; выявления природы и состава субстрата вулканоплутонических поясов.

Для палеотектонических построений решающее значение имеют вопросы геотектоники, касающиеся в первую очередь интерпретации позиции андезитондных вулканоплутонических поясов. Автор разделяет представления А. А. Богданова о генетической сопряженности такого рода поясов с геосинклиналями и относит их к единым в пространстве латеральным рядам геоструктур, перекрывающихся и сближенных по времени развития.

Андезитондные вулканоплутонические пояса, сопряженные с первичными геосинклиналями, принадлежат к окраинно-континентальным геоструктурам, сформированным на разнородном по строению и разновременном по стабилизации основания. Согласно разработкам Г. М. Власова и др. [14] в системе структур ортогеосинклиналей такие пояса занимают внутреннее (относительно континента) положение, будучи сопряженными с иными по режиму развития участками земной коры. В ортогеосинклиналях андийского типа выделяется следующий ряд геоструктур: океан—желоб—зона Беньофа—внешний прогиб (дуга)—внутренний прогиб (дуга)—краевой вулканический (вулканоплутонический) пояс—тыловой прогиб—континент. Для ортогеосинклиналей восточно-азиатского типа предложено несколько иное строение этого ряда, а именно: океан—желоб—зона Беньофа—внешний прогиб—внутренний прогиб—срединный массив—тыловой прогиб—краевой вулканоплутонический пояс—континент.

Для краевых вулканоплутонических поясов Г. М. Власов и его коллеги отмечают следующие основные признаки: континентальный тип коры в субстрате поясов, существенно гранодиоритовый и гранитоидный плутонизм, связанный с глубинными и коровыми очагами, субаэральный характер вулканизма, среди продуктов которого широко развиты андезитондные, игнимбритовые и базальттрахиандезитовые формации, синхронность с вулканизмом туфогенно-угленосных молассондных отложений межгорных впадин.

Несколько иная позиция у андезитоидных вулcano-плутонических поясов, сопряженных с внутриконтинентальными первичными геосинклиналями. На примере Северного Прибалхашья было показано, что вулcano-плутонический пояс, несущий медно-порфировое оруденение, примыкает к длительно развивавшемуся геосинклинальному прогибу древнего заложения, разделявшему устойчивые блоки ранней консолидации. На поздних стадиях развития этого прогиба его зоны с остаточным миогеосинклинальным режимом соседствуют с вторичногеосинклинальными прогибами, заложеными на границах с устойчивыми блоками. Андезитоидный вулканизм и габбро-плагиогранитовый плутонизм этих вторичных геосинклиналей непосредственно предшествует началу становления вулcano-плутонических поясов, развивавшихся на удалении от ранних и поздних геосинклинальных прогибов со смещением во внутренние части континентальных блоков.

Близкая палеотектоническая позиция устанавливается для вулcano-плутонических поясов, сопряженных с вторичногеосинклинальными прогибами. Такие пояса охарактеризованы ранее на примере Средиземноморья, где вторичные геосинклинали сопровождаются только полями развития вулcano-плутонических ассоциаций, сформированных несколько позднее собственно геосинклинальных отложений.

Базальтоидные вулcano-плутонические пояса входят в островодужные геоструктуры, которые Г. М. Власовым [5, 13] делятся на внешние и внутренние прогибы (дуги). В этих геоструктурах продуктивные на медно-порфировое оруденение вулcano-плутонические ассоциации, по нашим представлениям, отвечают барьерным зонам. Последние сопоставимы с внутренними дугами, по Г. М. Власову, поскольку внешние дуги, судя по их формационным характеристикам, могут представлять инверсированные желоба.

В соответствии с палеотектонической позицией андезитоидные пояса характеризуются субстратом континентального типа, возможно, с включениями блоков переходной коры, а базальтоидные пояса — базитовым субстратом, сопоставимым с океанической корой. Эти различия отражены в особенностях состава пород таких поясов, какие уже отмечались для рудоносных интрузивов В. Холлистером, С. Титлеем, С. Кезлером [9] при сопоставлении районов запада США, Мексики и Чили с районами крайнего запада Британской Колумбии, Филиппинско-Новогвинейской провинции и Карибского бассейна. Зависимости состава рудоносных плутонов от строения субстрата, проявляющиеся не только в разных поясах, но и на отдельных отрезках поясов, более детально рассмотрены ранее.

Эти зависимости устанавливаются не только для интрузивных образований, но и для вулканогенных толщ, в совокупности с плутонитами образующих вулcano-плутонические ассоциации. Петрохимические характеристики продуктивных ассоциаций пока не освещены широко в литературе, поскольку внимание исследователей медно-порфировых месторождений долгое время концентрирова-

лось на составе интрузий, с которыми ассоциирует оруденение. Поэтому в зарубежных и отечественных обобщающих работах данные о составах вулканогенных пород медно-порфировых провинций и районов практически отсутствуют, хотя приуроченность месторождений к вулcano-плутоническим поясам и соответственно к вулcano-плутоническим ассоциациям отмечается многими исследователями.

Обобщение данных о составах продуктивных вулcano-плутонических ассоциаций разных регионов мира, выполненное С. Т. Агеевой [3] и автором совместно с С. Т. Агеевой и И. М. Юдиным [3, 8, 9, 17], встретилось с рядом затруднений, связанных с отсутствием единого формационного расчленения вулканогенных образований андезитоидных поясов.

Пример расчленения вулcano-плутонических ассоциаций рассмотрен при характеристике Северного Прибалхашья. В общем виде вулcano-плутонические ассоциации рассматриваемых поясов по преобладающему составу могут выделяться как андезит-диоритовые (т. е. как промежуточные между производными базальтоидного и собственно гранитоидного магматизма), хотя реально возможны (и часто встречаются) отклонения к липаритам в вулканогенных составляющих ассоциаций и к гранодиоритам среди плутонов. Ограниченные данные по вулканогенным образованиям поясов определили выделение лишь обобщенных групп вулканогенных формаций — известково-щелочных андезитовых и андезит-риодацитовых в мезозойско-кайнозойских и андезит-дацит-липаритовых нормальной щелочности в палеозойских провинциях. Эта группировка предварительная, поскольку однотипные по петрографической номенклатуре вулканиты обнаруживают, как и интрузивы, значительные колебания составов, а количественные соотношения различных дифференциатов и строение их рядов меняются от района к району [3].

Отметим, что Г. М. Власов [5, 13] относит медно-молибденовое оруденение к базальт-андезит-плагиолипаритовому комплексу формаций. А. С. Емельяненко [5] для тех же отрезков становления окраинно-континентальных поясов выделяет два эффузивно-интрузивных ряда (вулcano-плутонические ассоциации): натровый андезит-гранодиоритовый, состоящий из базальт-андезит-дацитовых вулканогенной и габбро-диорит-тоналит-гранодиоритовой плутоногенной формаций; калиевый липарит-гранитовый с базальт-андезит-дацит-липаритовой и габбро-диорит-гранодиорит-гранитовой формациями. Обобщенные данные М. Г. Ломизе [5] по мел-палеогеновому Арауканскому поясу (Перуанско-Чилийская провинция) свидетельствуют о преобладании среди вулканитов пород андезитового состава (85 %), а среди ассоциирующих с ними интрузивов — диоритов и гранодиоритов. М. Г. Ломизе относит продукты вулканизма и интрузии этого пояса к единой вулcano-плутонической ассоциации.

Обобщенные данные о химическом составе вулканитов и плутонов продуктивных ассоциаций, обработанные и систематизи-

рованные С. Т. Агеевой и А. И. Кривцовым по типам районов, представлены в табл. 3, которая использована для составления ряда диаграмм. В таблице сохранены названия пород, приведенные авторами соответствующих работ.

Для необходимых сопоставлений пород разных провинций и районов нами принято построение диаграмм кварц—плагноклаз—ортоклаз по нормативным составам в соответствии с «Классификацией и номенклатурой plutонических (интрузивных) горных пород».

Составы всех пород продуктивных вулканоплутонических ассоциаций, указанные в табл. 3, вынесены на рис. 12, в. Сравнивая этот рисунок с классификационной диаграммой (рис. 12, а), видим, что вулканоплутонические ассоциации при общности составов в области диорит — кварцевый диорит принадлежат к четырем различным рядам: диорит-тоналитовому (эвгеосинклинальные районы базальтоидных поясов), диорит-гранодиоритовому (эпизвгеосинклинальные), диорит-гранодиорит-гранитному (эпикратонные) и диорит-монцодиорит-монцонитовому (эпимиогосинклинальному). Сравнение этой диаграммы с диаграммой составов продуктивных плутонов Северо-Американского континента, опубликованной С. Кезлером [32] (рис. 12, б), показывает однотипность эволюции продуктивного магматизма как в глобальном, так и в региональном масштабах.

Наиболее контрастно различия между породами вулканоплутонических ассоциаций разных провинций и районов выражаются в концентрациях калия и натрия и соответственно в количественных соотношениях этих элементов. Разделение вулканоплутонических ассоциаций и входящих в них пород хорошо видно из диаграммы  $K_2O/Na_2O-SiO_2$  позволяющей проанализировать изменение щелочности по рядам различных по составам вулканогенных и плутоногенных пород.

Вулканоплутонические ассоциации островодужных районов принадлежат к натровой серии базальтоидного магматизма. Отвечающие им эвгеосинклинальные провинции и районы характеризуются сочетанием базальт-андезит-базальтовой вулканогенной формации с интрузивами ряда диорит—кварцевый диорит—тоналит с более редкими натровыми гранодиоритами. Эти вулканиты и плутониты на рис. 13 образуют единый ряд с минимальными значениями отношения калия к натрию.

В андезитовидных поясах вулканоплутонические ассоциации на рис. 13 выделяются как пары параллельных сближенных интрузивных и вулканогенных рядов, различающихся по щелочности. Три пары таких рядов различаются составами вулканоплутонических ассоциаций трех типов рудных районов. При общем росте отношения калия к натрию от эпизвгеосинклинальных районов через эпимиогосинклинальные к эпикратонным интрузивные породы оказываются относительно обогащенными калием по сравнению с вулканитами (за исключением эпикратонных районов). С учетом данных, приведенных при типизации районов, отметим, что

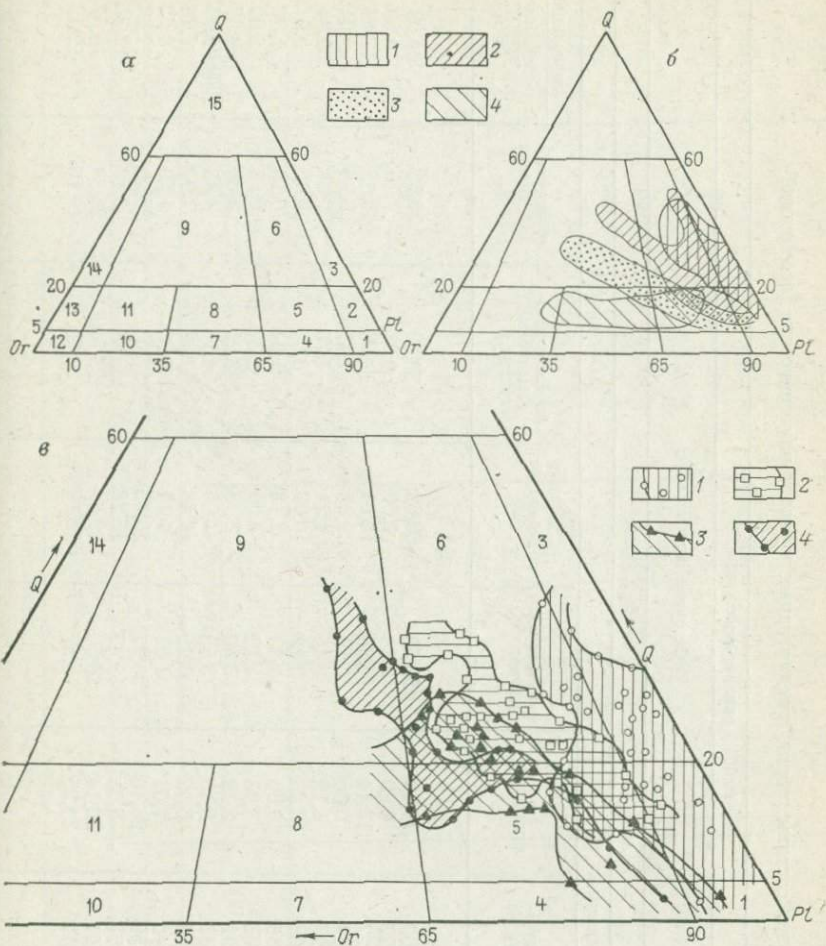


Рис. 12. Нормативный состав пород продуктивных вулcano-плутонических ассоциаций:

*а* — поля типовых составов пород: 1 — диорит (габбро)-анортозит; 2 — кварцевый диорит (кварцевое габбро) — кварцевый анортозит; 3 — тоналит (плагногранит, трондьемит); 4 — монцодиорит; 5 — диорит; 6 — гранодиорит; 7 — монцитонит; 8 — кварцевый монцитонит; 9 — гранит; 10 — сиенит; 11 — кварцевый сиенит; 12 — щелочно-полевошпатовый сиенит; 13 — щелочно-полевошпатовый гранит; 14 — щелочно-полевошпатовый гранит; 15 — обогащенные кварцем гранитоиды.

*б* — составы некоторых рудоносных плутонов Северной Америки [32]. 1 — тренд кварцевых диоритов; 2 — батолит Гуинчон; 3 — плутон Корнелия; 4 — штук Лэст Чэнс (округ Бингхем). *в* — фигуративные точки пород и границы полей составов продуктивных вулcano-плутонических ассоциаций (по анализам табл. 3). 1 — базальтоидные вулcano-плутонические пояса, районы эвгеосинклинального типа; 2—4 — андезитоидные вулcano-плутонические пояса: 2 — эпизевгеосинклинальные, 3 — эпимиегеосинклинальные, 4 — эпикратонные районы

## Средние химические составы пород продуктивных вулcano-плутонических ассоциаций

## Районы эпикратонного типа

Провинция, страна	Северное Прибалхашье							
	Каратаг							
Объект	Вулканиты			Плутониты				
	андезит (13)	липарит- дацит (4)	липарит (3)	кварцевый диорит (28)	гранодиорит (40)	биотит-рогово- обманковый гранит (7)	лейкократо- вый гранит (3)	гранодиорит- порфир (5)
SiO <sub>2</sub>	59,13	72,00	74,40	59,58	63,62	70,39	78,83	64,09
TiO <sub>2</sub>	0,55	0,26	0,20	0,84	0,68	0,31	0,15	0,59
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,50	14,27	13,44	16,30	15,63	14,90	13,82	16,84
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,86	1,39	0,80	3,19	2,55	1,41	0,95	2,01
FeO	4,02	1,20	1,19	3,45	2,21	1,76	0,81	2,31
MnO	0,50	0,08	0,23	0,12	0,09	0,05	0,02	0,01
MgO	1,24	0,36	0,36	3,23	2,18	1,04	0,19	1,90
CaO	4,66	0,56	1,03	5,13	4,00	2,30	0,63	2,90
Na <sub>2</sub> O	3,02	3,97	3,12	3,40	3,48	3,21	3,08	4,47
K <sub>2</sub> O	4,84	5,57	5,10	3,55	4,00	4,18	4,89	2,77
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	7,86	9,54	8,22	6,95	7,48	7,39	7,97	7,24
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	1,60	1,40	1,63	1,04	1,14	1,30	1,59	0,62
ab	25,56	33,59	26,40	28,77	29,45	27,03	26,06	37,83
an	19,89	2,78	5,11	19,47	15,22	11,41	3,13	17,71
or	28,60	32,91	30,14	19,50	23,64	24,70	28,89	16,37
q	11,92	25,12	34,25	13,87	18,18	30,02	40,70	19,13

## Районы эпикратонного типа

Провинция, страна	Восточное Забайкалье						
	Восточное Забайкалье		Шахтаминское			Жирекен	
	Вудкаинты		Плутониты				
	андезит (15)	липарит (3)	гранит-порфир (19)	гранодиорит-	мелкозернист. гранит (9)	гранит-порфир (17)	гранодиорит-
порфир (15)				порфир (14)			
SiO <sub>2</sub>	58,35	71,05	70,46	68,22	72,02	72,23	69,80
TiO <sub>2</sub>	0,82	0,62	0,26	0,38	0,23	0,29	0,37
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,36	12,10	14,65	15,47	14,46	14,68	14,79
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,75	0,93	0,66	1,08	0,61	0,66	1,01
FeO	2,52	1,69	1,85	1,47	1,74	1,77	2,61
MnO	0,14	0,06	0,04	0,03	0,04	0,06	0,07
MgO	4,52	1,17	1,31	1,67	0,50	0,74	1,11
CaO	4,84	1,71	1,31	1,59	1,61	1,53	1,78
Na <sub>2</sub> O	3,19	3,85	3,94	4,41	3,73	3,91	3,89
K <sub>2</sub> O	4,00	3,90	4,91	4,66	4,40	4,16	3,94
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	7,19	7,75	8,85	9,07	8,13	8,07	7,84
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	1,25	1,01	1,25	1,06	1,18	1,06	1,01
<i>ab</i>	26,99	32,58	33,34	37,32	31,56	33,09	32,92
<i>an</i>	13,05	8,48	6,50	8,65	7,99	7,59	8,83
<i>or</i>	13,64	23,04	29,01	27,54	26,00	24,58	23,28
<i>q</i>	11,90	28,20	24,96	19,71	29,66	29,74	27,45

## Районы эвекратонного типа

Провинция, страна	Кузнецкий Алатау								США, штат Невада	Болгария	
Объект	Сорское								Или	Мелет	
Порода (число анализов)	Плутониты										
	габбро-диорит (2)	диорит (5)	кварцевый диорит (4)	гранодио- рит (31)	биотит- рогооб- манковый гранит (47)	грано- сиенит (10)	лейко- гранит (46)	гранит-пор- фир (18)	кварцевый диорит- порфирит (6)	кварцевый диорит- порфирит (3)	гранодио- рит-порфир (13)
SiO <sub>2</sub>	49,56	52,48	57,02	65,36	70,17	65,86	73,09	71,27	58,72	58,9	63,26
TiO <sub>2</sub>	1,21	1,37	0,96	0,59	0,34	0,37	0,16	0,16	0,71	0,62	0,46
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,05	17,07	16,44	16,17	15,20	17,15	14,43	15,70	17,32	17,25	16,41
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,79	3,62	2,57	2,12	1,24	2,12	1,17	1,26	3,16	3,46	2,46
FeO	6,34	5,78	4,38	2,23	1,68	1,04	0,83	0,58	2,85	2,36	1,32
MnO	0,16	0,16	0,11	0,06	0,06	0,04	0,04	0,03			
MgO	7,88	5,08	4,24	1,23	0,71	0,61	0,39	0,37	1,97	2,34	1,82
CaO	9,89	7,24	5,66	3,20	1,85	1,64	1,20	0,93	6,13	4,47	3,83
Na <sub>2</sub> O	2,94	3,21	3,73	4,54	4,15	5,43	4,26	4,72	3,17	3,64	3,59
K <sub>2</sub> O	1,22	1,73	2,04	3,14	3,81	4,34	3,85	4,10	4,21	2,90	3,93
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	4,16	4,94	5,77	7,68	7,96	9,77	8,11	8,82	7,38	6,54	7,52
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0,41	0,54	0,55	0,69	0,92	0,80	0,90	0,87	1,33	0,80	1,09
ab	24,87	27,16	31,56	38,42	35,12	45,95	36,05	39,94	26,82	30,80	30,38
an	24,27	27,06	22,09	14,47	9,18	8,13	5,95	4,61	20,59	22,17	17,06
or	7,21	10,22	12,05	18,55	22,51	25,65	22,75	24,23	24,88	17,14	23,22
q	1,72	7,61	11,89	18,99	26,03	13,70	30,71	25,85	10,30	14,96	17,95

## Районы эпимногеосинклиналиного типа

Провинция, страна	Северное Прибалхашье										
	Борлы									Озерное	Байское
Порода (число анализов)	Вулканиды				Плутониты						
	аидезит (2)	дацит (4)	липарит- дацит (15)	липарит (6)	кварцевый диорит (23)	грано- диорит (27)	биотит- рогово- обманко- вый гранит (10)	лейкократо- вый гранит (17)	гранолио- рит-пор-	гранолио- рит-пор-	гранолио- рит-пор-
									фир (5)	фир (3)	фир (2)
SiO <sub>2</sub>	59,64	63,43	68,89	74,28	60,06	65,33	67,64	74,46	65,86	65,47	67,74
TiO <sub>2</sub>	0,76	0,57	0,41	0,24	0,86	0,50	0,49	0,19	0,46	0,46	0,48
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,38	16,22	14,78	13,57	16,38	15,70	14,68	13,36	16,21	15,02	15,23
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,78	2,79	2,20	1,22	3,07	2,33	2,00	0,88	2,19	2,38	1,77
FeO	4,38	1,73	1,55	0,98	3,70	2,28	2,18	1,23	1,94	2,08	1,61
MnO	0,14	0,16	0,06	0,06	0,11	0,10	0,08	0,03	0,10	0,10	0,06
MgO	2,82	2,64	1,09	0,55	2,95	1,26	1,47	0,37	1,65	2,31	1,51
CaO	6,53	3,34	2,38	0,94	5,30	3,84	2,77	1,09	3,52	3,84	2,33
Na <sub>2</sub> O	3,05	3,78	3,85	3,80	3,60	3,76	3,53	3,50	3,92	3,80	4,03
K <sub>2</sub> O	2,70	3,30	3,81	4,00	2,62	3,26	3,75	4,35	3,40	3,50	3,61
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	5,75	7,08	7,66	7,80	6,22	7,02	7,28	7,85	7,32	7,30	7,64
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0,88	0,87	0,98	1,05	0,72	0,86	1,06	1,24	0,87	0,92	0,90
ab	25,81	31,99	32,58	32,15	30,46	31,82	29,87	29,62	33,17	32,15	34,10
an	23,04	16,57	11,81	4,66	20,80	16,33	13,13	5,41	16,59	13,59	12,81
or	15,95	19,50	22,51	23,64	15,48	19,26	22,16	25,71	20,09	20,68	21,33
q	15,46	19,68	26,00	34,45	15,47	21,78	25,49	34,84	21,13	19,74	24,06

## Районы эпимигеосинклинального типа

Провинция, страна	Чили			США, штат Аризона		США, штат Нью-Мексико	США, штат Колорадо	США, штат Юта	
	Центральные Анды			плутон Корнелла		Санта Рита	Сан Мануэль	Бингхэм	
Порода (число анализов)	Вулканиды			Плутониты					
	андезит (10)	дацит (8)	дипарит (5)	кварцевый диорит (1)	гранодиорит (2)	кварцевый монцит-пор- фир (2)	гранодиорит- порфир (4)	монцит (2)	кварцевый монцит-пор- фир (7)
SiO <sub>2</sub>	57,50	66,50	72,40	61,00	66,50	70,14	65,21	63,24	59,80
TiO <sub>2</sub>	1,10	0,50	0,30	0,70	0,46	0,58	0,41	0,59	0,64
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,60	15,60	13,70	16,72	15,87	13,91	16,62	15,75	14,50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,60	2,30	1,70			1,92	2,11	2,18	2,20
FeO (FeO)	4,00	1,20	0,20	(4,97)	(3,81)	1,99	1,88	1,81	2,60
MnO	0,10	0,10	0,04	0,07	0,08	0,12			
MgO	4,20	1,40	0,50	3,41	1,70	0,65	1,66	2,02	4,00
CaO	6,70	3,70	1,80	5,64	3,41	1,86	2,96	3,10	4,80
Na <sub>2</sub> O	4,40	3,90	3,50	4,08	4,00	2,65	4,10	3,66	3,50
K <sub>2</sub> O	2,00	3,00	4,00	3,18	3,85	4,52	3,74	2,82	4,40
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	6,40	6,90	7,50	7,26	7,85	7,17	7,84	6,48	7,90
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0,45	0,77	1,14	0,78	0,99	1,71	0,91	0,77	1,26
ab	37,23	33,00	29,62	34,52	33,85	22,42	34,69	30,97	29,62
an	19,64	16,20	8,93	17,92	13,92	9,23	14,68	15,38	10,86
or	11,82	17,73	23,64	18,79	22,87	26,71	22,10	16,66	26,0
q	5,40	22,90	32,60	11,54	20,16	32,97	23,67	23,02	10,29

## Районы эпимиогесинклинального типа

Провинция, страна	Канада	Новая Гвинея		Соломоновы острова						
Объект	Бетлехем	Фубилан	Яндера	Юат Северный		Юат Южный				
Порода (число анализов)	Плутониты									
	гранодиорит-	кварцевый	кварцевый	диорит	диорит	кварцевый	габбро	диорит-	диорит	гранодио-
	порфир	монзонит	монзонит	(1)	(1)	монзонит	(1)	порфирит	(1)	рит
	(1)	(1)	(1)			(1)				(1)
SiO <sub>2</sub>	63,27	59,60	64,64	54,30	62,90	68,10	48,10	57,40	58,00	65,60
TiO <sub>2</sub>	0,36	0,68	0,61	0,84	0,68	0,47	0,97	0,85	1,00	0,52
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,77	18,10	15,76	20,80	16,00	15,20	20,00	16,20	16,90	15,60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,16	3,06	2,03	2,30	2,31	1,22	4,01	2,81	2,88	2,26
FeO	1,26	1,74	2,32	3,83	2,93	2,08	5,15	4,19	3,86	1,90
MnO		0,09	0,07	0,12	0,10	0,06	0,17	0,13	0,14	0,10
MgO	1,12	1,46	2,28	2,43	2,13	1,01	4,83	4,41	4,04	1,68
CaO	4,76	5,11	4,30	9,06	4,78	3,16	9,37	7,25	6,16	4,63
Na <sub>2</sub> O	3,46	4,83	4,62	2,85	3,71	3,43	3,26	3,42	3,48	3,76
K <sub>2</sub> O	2,62	3,15	2,33	1,54	3,06	4,11	0,75	1,23	2,64	2,79
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	6,08	7,98	6,95	4,39	6,77	7,54	4,01	4,65	6,12	6,55
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0,76	0,65	0,50	0,54	0,82	1,20	0,23	0,36	0,76	0,74
ab	29,28	40,87	39,09	24,12	31,39	29,02	27,59	28,94	29,30	31,82
an	22,49	18,41	15,38	39,42	17,97	13,94	37,74	25,23	22,70	17,45
or	15,48	18,61	13,77	9,10	18,08	24,28	4,43	7,27	15,60	16,49
q	22,14	8,27	18,23	10,35	17,85	24,62	2,50	14,24	11,59	22,29

## Районы эпизивгеосинклинального типа

Провинция, страна	Северное Прибалхашье										
Объект	Коунрад							Кенькудук	Кепчам		
Порода (число анализов)	Вулканиды				Плутониты						
	базальт (7)	андезит (8)	дацит (13)	липарит (6)	диорит (6)	гранодио- рит (14)	плагдио- гранит (16)	гранит- порфир (26)	грано- диорит- порфир (22)	гранодио- рит-пор- фир (4)	гранодиорит- порфир (4)
SiO <sub>2</sub>	50,55	59,43	64,30	73,57	62,82	64,90	68,89	69,52	66,12	71,10	71,26
TiO <sub>2</sub>	0,96	0,62	0,56	0,24	0,67	0,56	0,41	0,34	0,51	0,27	0,21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,33	15,96	16,16	13,25	16,86	16,10	15,78	15,38	16,06	14,68	14,78
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,58	3,81	2,34	0,73	1,60	1,77	1,45	1,18	1,55	0,97	1,04
FeO	3,21	2,84	2,29	1,21	2,86	2,17	1,51	1,56	2,33	1,21	1,25
MnO	0,12	0,10	0,50	0,09	0,10	0,07	0,05	0,05	0,05	0,06	0,04
MgO	4,09	3,16	1,83	0,42	2,31	2,12	1,06	0,90	1,65	0,45	0,86
CaO	6,89	5,58	3,97	1,86	5,33	4,25	3,11	2,47	3,01	2,18	2,48
Na <sub>2</sub> O	3,09	3,78	4,17	4,20	4,31	4,43	4,18	4,15	4,26	4,38	3,80
K <sub>2</sub> O	0,89	1,25	2,63	2,82	2,34	2,42	2,53	2,86	2,36	3,06	3,08
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	3,98	4,98	6,80	7,02	6,65	6,85	6,71	7,01	6,62	7,44	6,88
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0,29	0,33	0,63	0,67	0,64	0,55	0,61	0,68	0,55	0,70	0,81
ab	26,15	31,56	35,29	35,54	36,47	37,49	35,37	35,12	36,05	37,06	32,15
an	32,61	23,11	17,61	9,23	19,75	18,67	16,83	12,25	14,93	10,82	12,30
or	5,26	7,39	15,54	16,66	13,83	14,30	14,95	16,90	13,95	18,08	18,20
q	10,75	18,19	20,03	34,06	15,72	16,27	27,07	28,47	24,63	28,91	31,46

## Районы эпизегосинклиального типа

Провинция, страна	Северное Прибалхашье		Джунгария				Срединный Тянь-Шань			
Объект	Актогай		Коксай				Алмадык	Сары-Чеку		
Порода (число анализов)	Плутониты		Вулканиды				Плутониты			
	диорит (4)	гранодиорит- порфир (2)	андезито- базальт (13)	андезит (28)	дацит (13)	липарит (43)	гранодио- рит (17)	гранодиорит- порфир (13)	гранодиорит- порфир (9)	гранодиорит- порфир (1)
SiO <sub>2</sub>	61,85	65,80	52,20	61,40	67,20	71,27	65,67	65,77	64,02	66,00
TiO <sub>2</sub>	0,68	0,35	1,01	0,79	0,48	0,37	0,50	0,43	0,40	0,33
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,90	16,10	16,90	15,80	15,20	13,63	15,87	15,51	15,52	15,65
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,72	0,76	3,00	3,00	1,30	0,92	2,06	0,94	2,81	1,67
FeO	2,61	2,02	6,80	2,92	2,70	2,20	2,66	1,69	2,24	2,01
MnO	0,12	0,09	0,14	0,15	0,09	0,09	0,05	0,08	0,03	
MgO	1,91	0,39	4,60	2,00	0,99	0,79	1,77	1,53	1,79	1,30
CaO	5,49	4,28	8,50	4,20	2,80	1,90	2,54	2,57	3,94	3,11
Na <sub>2</sub> O	4,92	4,78	2,90	4,20	4,40	4,22	5,49	5,13	3,93	4,33
K <sub>2</sub> O	2,49	2,78	1,03	1,17	2,02	2,60	2,19	1,83	3,13	3,71
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	7,41	7,56	3,93	5,37	6,42	7,78	7,68	6,96	7,06	8,04
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0,51	0,58	0,38	0,28	0,45	0,61	0,39	0,35	0,79	0,85
ab	41,63	40,45	24,54	35,54	37,23	35,54	46,46	43,41	33,25	36,64
an	16,69	14,26	30,06	20,81	15,76	9,26	12,20	12,75	15,47	12,31
or	14,71	16,43	6,09	6,91	11,99	15,36	12,94	10,81	18,50	21,92
q	10,57	18,08	9,13	15,89	26,22	32,10	18,11	22,28	19,60	18,90

## Районы эпизегосинклинального типа

Провинция, страна	МНР									Панама
Объект	Цаган-Субурга		Ундур-Усу-Худук		Хармагтай, Уха-Худук					Серро-Колорадо
Порода (число анализов)	Плутониты				Вулканиты		Плутониты			
	диорит (3)	грано- диорит (1)	диорит (2)	грано- диорит (4)	андезито- базальт (7)	габбро (1)	диорит- порфирит (5)	грано- диорит (3)	гранодиорит- порфир (1)	гранодиорит (2)
SiO <sub>2</sub>	63,35	72,28	57,47	69,81	52,92	55,70	58,16	61,92	62,10	64,45
TiO <sub>2</sub>	0,59	0,23	0,86	0,36	0,83	0,78	0,62	0,59	0,55	0,75
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,19	14,04	16,92	14,36	15,32	16,29	15,97	16,54	15,78	17,65
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,63	1,23	3,41	2,03	2,60	2,13	2,73	2,58	2,61	
FeO	2,49	0,97	4,11	1,50	5,35	5,47	3,56	2,43	2,38	(3,85)
MnO					0,16	0,17	0,13	0,12	0,19	0,09
MgO	1,49	0,81	3,36	0,71	5,68	5,05	3,55	3,10	2,23	2,05
CaO	2,51	1,01	5,42	1,38	6,06	5,88	4,67	3,11	3,68	4,00
Na <sub>2</sub> O	5,40	3,80	3,90	4,78	2,89	3,40	4,32	4,30	4,40	4,40
K <sub>2</sub> O	3,16	4,16	2,16	4,25	1,84	1,80	2,21	3,25	3,30	2,40
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	8,56	7,96	6,06	9,03	4,73	5,20	6,53	7,55	7,70	6,80
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0,59	1,09	0,55	0,89	0,64	0,53	0,51	0,75	0,75	0,65
ab	45,69	32,15	33,00	40,45	24,45	28,77	36,56	36,39	37,23	37,23
an	10,61	8,96	22,28	5,18	23,40	23,87	17,66	15,43	13,56	21,32
or	18,67	24,58	12,76	25,11	10,87	10,64	13,06	19,20	19,50	14,18
q	13,25	31,50	13,23	22,31	11,14	1,42	11,76	15,09	14,54	19,41

## Районы эпизегосинклиального типа

Провинция, страна	Чили		Британская Колумбия		Аризона	
Объект	Эль-Теньенте		Грэнайл	Рэй	Инспирейшен	
Порода (число анализов)	Вулканиды		Плутониды			
	андезитобазальт (1)	дацит (1)	кварцевый диорит (1)	кварцевый диорит (2)	адамеллит-порфир (1)	адамеллит-порфир (2)
SiO <sub>2</sub>	50,26	64,06	65,42	59,80	68,40	69,15
TiO <sub>2</sub>	0,99	0,32	0,34	0,78	0,38	0,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,24	14,84	16,64	17,20	15,90	15,77
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,90		1,41	3,20	1,40	1,16
FeO (FeO')	5,42	(1,82)	2,48	2,00	1,20	0,49
MnO	0,11	0,02	0,04			
MgO	5,14	0,86	1,25	3,30	1,30	0,30
CaO	6,12	3,30	2,68	5,20	2,60	1,87
Na <sub>2</sub> O	2,92	4,33	4,97	4,10	4,20	4,67
K <sub>2</sub> O	1,24	2,49	2,28	2,40	3,00	3,66
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	4,16	6,82	7,25	6,50	7,20	8,33
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0,42	0,57	0,49	0,58	0,71	0,78
<i>ab</i>	24,71	36,64	42,06	34,69	35,54	39,52
<i>an</i>	33,00	13,70	16,37	21,45	12,90	9,27
<i>or</i>	7,33	14,71	13,47	14,18	17,73	21,63
<i>q</i>	14,68	21,92	20,13	13,68	25,95	23,75

## Районы островодужных геоструктур

Провинция, страна	Урал		Папуа — Новая Гвинея								
	Салаватское		Комплекс Кулу			Комплекс Эспс-Сай			Папуна		
	Вулканиды	Плутониты	Плутониты								
Порода (число анализов)	андезито- базальт (17)	диорит (2)	кварцевый диорит (2)	тоналит (2)	грано- диорит (2)	квар- цевый диорит (1)	тоналит (3)	грано- диорит (3)	андезит (1)	диорит (2)	кварцевый диорит (1)
SiO <sub>2</sub>	55,07	56,36	55,91	59,70	65,28	56,56	62,40	65,22	52,09	55,70	61,61
TiO <sub>2</sub>	0,55	0,09	1,00	0,99	0,65	1,16	0,70	0,64	1,13	0,72	0,51
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,19	15,75	18,00	16,32	15,13	17,44	16,05	15,30	15,66	17,40	17,12
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,28	1,76	4,06	2,97	2,56	4,25	2,51	2,52	10,39	4,54	5,39
FeO	6,54	5,62	3,88	4,09	2,56	4,65	3,60	2,65		3,24	
MnO		0,19	0,10	0,10	0,08	0,22	0,10	0,10	0,14	0,15	0,09
MgO	6,14	4,92	3,20	2,90	2,20	3,21	2,65	1,80	5,82	3,37	1,91
CaO	6,17	9,38	7,70	6,62	5,16	7,00	5,89	4,52	8,88	7,70	5,24
Na <sub>2</sub> O	3,66	1,60	3,92	3,60	3,80	3,90	3,61	3,99	3,59	3,74	4,20
K <sub>2</sub> O	0,55	0,10	0,36	0,62	1,12	0,76	1,26	1,55	0,76	1,55	1,91
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	4,21	1,70	4,28	4,22	4,92	4,66	4,87	5,54	4,35	5,29	6,11
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0,15	0,06	0,09	0,18	0,30	0,19	0,35	0,39	0,21	0,41	0,45
ab	30,97	13,54	33,17	30,46	32,15	33,00	30,55	33,76	30,38	30,21	35,54
an	23,60	35,51	30,46	26,54	20,92	27,83	23,87	19,26	24,38	26,75	22,22
or	3,25	0,59	2,13	3,66	6,62	4,49	7,45	9,16	4,49	8,33	11,29
q	12,26	22,54	13,20	19,95	26,36	13,62	21,75	25,00	7,06	11,95	17,64

## Районы островодужных геоструктур

Провинция, страна	Соломоновы острова									
	Плесиуми					Маунт Крен				
Объект	Вулканиды		Плутониды							
	липарит (1)	диорит (1)	диорит (2)	тоналит (2)	<u>кварцевый диоритовый порфирит</u> (2)	гранодиорит (1)	диорит (1)	<u>диорит- порфирит</u> (1)	диорит (1)	<u>диорит- порфирит</u> (1)
SiO <sub>2</sub>	72,05	60,80	58,55	62,78	68,88	65,5	59,90	51,60	61,60	53,10
TiO <sub>2</sub>	0,40	0,82	0,98	0,76	0,52	0,57	0,53	0,70	0,48	0,66
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,10	17,00	17,10	16,62	16,10	16,10	17,30	16,60	16,90	14,70
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,65	2,61	2,76	2,60	1,37	1,82	2,99	4,77	2,51	3,57
(FeO)	1,36	2,62	3,60	2,57	2,20	1,83	2,10	4,40	1,81	3,34
MnO	0,05	0,03	0,09	0,11	0,03	0,02	0,05	0,09	0,04	0,10
MgO	0,98	2,50	2,60	2,22	1,65	1,85	2,99	6,40	2,72	7,29
CaO	1,97	5,38	5,28	5,53	3,40	4,20	6,63	10,10	5,18	6,84
Na <sub>2</sub> O	4,72	4,42	4,37	4,18	4,14	4,30	4,75	3,04	4,60	3,69
K <sub>2</sub> O	1,06	1,83	3,16	1,49	0,78	1,63	0,88	0,35	2,49	3,35
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	5,78	6,25	7,53	5,67	4,92	5,93	5,63	3,39	7,09	7,04
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0,22	0,41	0,72	0,36	0,19	0,38	0,18	0,11	0,54	0,91
ab	39,94	37,40	36,98	35,37	35,03	36,21	40,19	25,72	38,92	31,22
an	9,77	21,15	17,71	20,73	16,87	19,92	23,29	30,62	18,20	13,70
or	6,26	10,81	18,67	8,80	4,61	9,63	5,20	2,07	14,71	19,79
q	35,58	15,76	8,07	24,77	32,18	23,80	13,37	7,59	9,90	0,45

## Районы островодужных геоструктур

Провинция, страна	Соломоновы острова						Панама		
	Маунт Михаэль	Секау	Авари		Каравари	Азуеро	Серро-Азул		
Порода (число анализов)	Плутониты								
	диорит-порфирит (2)	диорит-порфирит (1)	диорит (2)	диорит-порфирит (1)	тоналит-порфирит (1)	диорит (1)	тоналит (1)	кварцевый диорит (2)	кварцевый диорит (1)
SiO <sub>2</sub>	58,20	60,1	54,40	50,50	68,00	59,70	64,10	57,55	59,70
TiO <sub>2</sub>	0,71	0,65	0,98	0,53	0,38	0,72	0,48	0,34	0,59
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,20	17,50	18,00	16,60	17,00	17,50	17,30	14,85	17,30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,90	1,67	2,48	1,36	0,76	3,29	2,40		
FeO(FeO')	3,48	3,48	4,10	3,31	1,03	2,75	2,03	(9,70)	(8,10)
MnO	0,14	0,14	0,16	0,06	0,05	0,16	0,12	0,14	0,13
MgO	1,96	1,81	3,27	3,39	1,45	2,41	1,80	5,70	3,80
CaO	6,35	6,43	6,66	5,33	5,90	6,90	5,99	9,05	8,10
Na <sub>2</sub> O	4,73	4,46	5,32	4,36	4,86	4,32	4,54	1,70	2,60
K <sub>2</sub> O	1,87	1,27	1,67	0,99	0,25	1,16	0,90	0,50	0,50
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	6,60	5,73	6,99	5,35	5,11	5,48	5,44	2,20	3,10
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0,40	0,28	0,31	0,23	0,05	0,27	0,20	0,29	0,19
ab	40,02	37,74	45,06	36,89	41,12	36,55	38,42	14,38	22,00
an	20,19	23,98	20,28	22,81	23,83	24,93	24,17	31,42	34,06
or	11,05	7,50	9,86	5,85	1,48	6,85	5,32	2,95	2,95
q	8,86	14,13	0,82	16,86	25,49	14,29	20,45	23,56	23,14

## Районы островодужных геоструктур

Провинция, страна	Пуэрто-Рико			
	Рио-Виви			Кион
Порода (число анализов)	Плутониты			
	диорит (1)	гранодиорит (1)	кварцевый диорит (1)	гранодиорит (1)
SiO <sub>2</sub>	57,10	62,20	62,00	65,40
TiO <sub>2</sub>	0,40	0,35	0,40	0,42
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,40	18,50	17,50	17,40
(FeO')	(6,20)	(4,40)	(4,70)	(2,70)
MnO	0,20	0,13	0,08	0,10
MgO	2,70	1,70	2,30	2,20
CaO	8,20	6,20	6,50	6,80
Na <sub>2</sub> O	3,20	4,70	5,00	4,70
K <sub>2</sub> O	0,80	0,90	0,30	0,40
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	4,00	5,60	5,30	5,10
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0,25	0,19	0,06	0,08
ab	27,08	39,77	42,31	39,77
an	38,95	26,72	24,41	25,2
or	4,73	5,32	1,77	2,36
q	25,00	19,00	24,00	24,00

Примечания к таблице: 1. Подчеркнуты рудоносные фазы. 2. Кроме источников, приведенных в списке литературы, использованы анализы из работ М. К. Бахтеева, В. Ф. Беспалова, О. М. Гаек, В. В. Кеппинская, В. В. Колесникова, Ю. К. Кудрявцева, А. И. Полетаева, М. В. Тащинной, А. И. Кривцова и А. Е. Шаболовского.

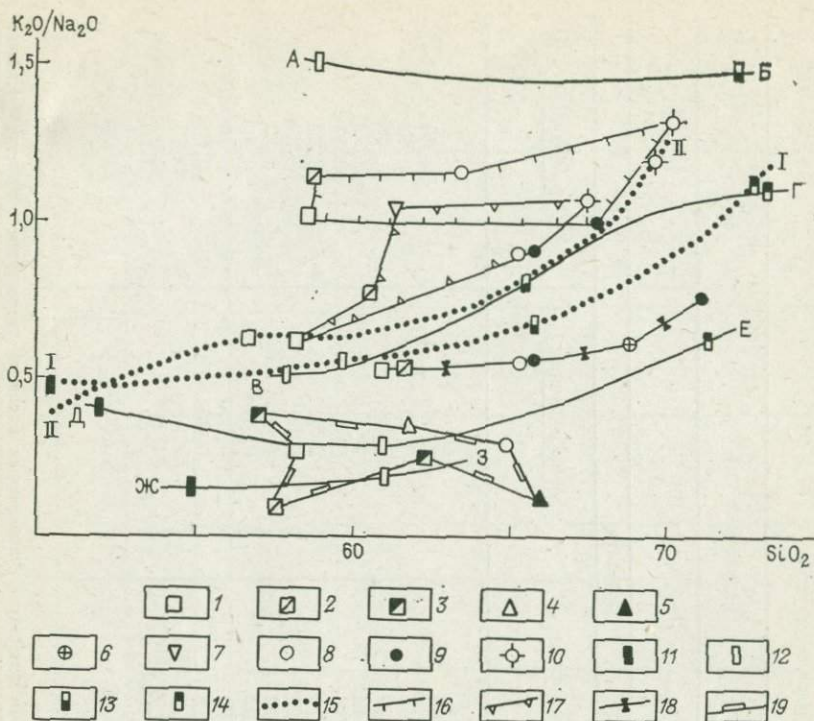


Рис. 13. Щелочность пород продуктивных вулcano-плутонических ассоциаций (по средним составам табл. 3). По С. Т. Агеевой [3].

1—14 — состав пород: 1 — диориты, 2 — кварцевые диориты, 3 — кварцевые диоритовые порфиры, 4 — тоналиты, 5 — тоналит-порфиры, 6 — плагιοграниты, 7 — монзониты и кварцевые монзониты, 8 — гранодиориты, 9 — гранодиорит-порфиры, 10 — граниты, 11 — базальты, 12 — андезиты, 13 — дациты и липарит-дациты, 14 — липариты; 15 — дифференциационные ряды для средних составов по Р. Дэли: I—I — вулканогенные породы, II—II — интрузивные породы; 16—19 — поля составов интрузивных пород районов различного типа: 16 — эпикратонных, 17 — эпимногосинклинальных, 18 — эпизвгосинклинальных, 19 — звгосинклинальных. Буквами на диаграмме обозначены дифференциационные ряды вулканогенных пород: А—Б — эпикратонных районов, В—Г — эпимногосинклинальных, Д—Е — эпизвгосинклинальных, Ж—З — звгосинклинальных

в андезитонидных поясах одновозрастные либо близкие по возрасту продуктивные вулcano-плутонические ассоциации могут быть образованы тремя различными по петрохимическим характеристикам группами пород, представленными вулканитами натровой, калиево-натровой и натрово-калиевой линий, которые сочетаются соответственно с плутонитами гранодиоритового, монзонитового и гранитного рядов (см. рис. 13, 18, табл. 3).

Поскольку продуктивные вулcano-плутонические ассоциации, как и любые формационные объединения пород, отражают определенный режим эволюции земной коры, их место в истории развития того или иного региона не зависит от геологического времени формирования поясов.

В базальтоидных вулcano-плутонических поясах продуктивные ассоциации, образованные вулканитами натровой базальт-андезит-

базальтовой формации и интрузиями диорит-тоналитового, реже габбро-диорит-плагиогранитного ряда, приурочены к завершению раннегеосинклинального развития. Они формируются после недифференцированной, контрастной и непрерывной вулканогенных формаций натровой серии базальтоидного магматизма и до появления вулканомиктовых толщ молассоидного облика. Латеральная миграция эвгеосинклинального режима во времени определяет неоднократное появление ассоциаций в разных частях ортогеосинклинальных подвижных поясов.

В андезитоидных вулcano-плутонических поясах вулканогенные формации, открывающие продуктивные ассоциации, могут залегать на породах субстрата либо непосредственно, либо через молассоидные образования. В то же время в некоторых провинциях (Среднегорская зона Болгарии, Северное Прибалхашье) продуктивным ассоциациям предшествуют вторичногеосинклинальные непрерывные вулканогенные формации и завершающие их интрузии габбро-плагиогранитной формации. Вопрос о составе и формационной принадлежности образований, захоранивающих продуктивные ассоциации, сравнительно легко решается в обстановках слабой эродированности месторождений и рудных районов. При низком расположении эрозионного среза перекрывающие толщи могут сохраняться лишь фрагментами на удалении от месторождений и выходов продуктивных плутонов.

По наиболее изученным провинциям и рудным районам устанавливается, что продуктивные ассоциации предшествуют игнимбритовым формациям, хотя те и другие могут частично перекрываться во времени. Более поздние образования, как правило, принадлежат к трахитоидным и трахитовым вулканогенным формациям и сопутствующим им субщелочным, щелочным и аляскитовым интрузивным комплексам. В частности, для мела Охотско-Чукотского пояса В. Ф. Белый [1] показал, что группа андезитовых формаций сменяется вначале игнимбритовыми (липарит-андезит-дацитовая, липарит-дацитовая, липаритовая, липарит-трахитовая) формациями, а затем трахилипарит-базальтовой.

Этим определяется содержание прогнозно-металлогенических карт, предназначенных для выделения провинций медно-порфирового оруденения. В качестве главных элементов нагрузки таких карт отметим следующее: состав субстрата вулcano-плутонических поясов с упрощенным литолого-фациальным расчленением, позволяющим судить о режиме формирования; состав и формационная принадлежность осадочных, вулканогенных и интрузивных образований, предшествующих продуктивным вулcano-плутоническим ассоциациям, в обобщенных обозначениях; продуктивные вулcano-плутонические ассоциации с разделением вулканитов по формационным признакам, а интрузивных пород — по составу и фазам; перекрывающие продуктивные ассоциации — осадочные и вулканогенные образования в упрощенном расчленении; пострудные интрузии с обобщенным до формаций разделением.

Подобные формационные основы обеспечивают необходимые предпосылки для палеотектонического районирования регионов и определения тех частей, которые по режиму развития наиболее близки к рудоносным отрезкам вулканоплутонических поясов как андезитоидного, так и базальтоидного типов. Естественно, что для каждого из них перечисленные элементы нагрузки будут различаться по конкретному выражению.

Структурная нагрузка формационных основ должна предусматривать выделение долгоживущих разломов, прежде всего тех из них, которые влияют на размещение интрузивных массивов, определяют ограничения вулканоплутонических поясов и их внутреннее строение. Существенное значение имеют и молодые разрывы со значительными амплитудами перемещений. Подлежат выделению и вулканотектонические структуры (положительные и отрицательные), для обозначения которых, если они не оконтуриваются полями развития разновозрастных комплексов, могут быть предусмотрены специальные знаки.

Рудная нагрузка, кроме разделения известных месторождений и рудопроявлений по составу и формам проявления минерализации, требует привязки их к тем или иным вулканоплутоническим ассоциациям и интрузивным комплексам. Важное значение имеет выделение проявлений медной минерализации типа «мантос», ассоциирующей с вулканогенными образованиями.

Выделение провинций меднопорфирового оруденения возможно на базе геологических карт масштабов 1 : 500 000—1 : 1 000 000 с дополнением их результатами специализированных фациальноформационных исследований и данными гравиметрии и магнитометрии. Для расшифровки внутреннего строения провинций важную информацию составляют результаты глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ).

Рудные районы отвечают ареалам распространения интрузивных составляющих продуктивных вулканоплутонических ассоциаций и обычно представляют собой части провинций с оптимальным расположением эрозионного среза, обеспечивающего вскрытие верхних и средних уровней меднопорфировых рудномагматических систем.

Среди комплекса факторов, подлежащих учету при выделении рудных либо потенциально рудных районов, ведущее значение имеют состав, петрохимические особенности и формационная принадлежность интрузивных образований, а также структуры, контролирующие размещение интрузивных массивов и проявления гидротермальнометасоматических изменений и рудной минерализации.

Выделенные четыре типа рудных районов, как уже отмечалось, характеризуются различными по преобладающему составу и петрохимическому профилю интрузивным образованиям.

В районах эпикратонного типа, независимо от времени становления соответствующих вулканоплутонических поясов, интрузивные породы продуктивных комплексов принадлежат гомодромно-

му ряду диорит — гранодиорит — гранит. Вместе с тем в этом ряду в начальных и средних его составляющих отчетливо выражено повышенное содержание калия, вследствие чего породы, диагностируемые как диориты, располагаются в поле монцодиоритов, а гранодиориты смещены в поле калиевых разностей (см. рис. 12, 13). В средних частях названного ряда интрузивные образования районов рассматриваемого типа имеют некоторую общность составов с породами эпимиогеосинклинальных районов. Это отвечает случаю формирования вулканоплутонических поясов на кратонном (по позиции) основании, образованном терригенными либо метатерригенными комплексами.

Интрузивные породы районов эпимиогеосинклинального типа по расположению фигуративных точек включают часть полей диоритов и гранодиоритов с выходом в поле кварцевых монцонитов. В целом они отвечают ряду диорит — монцодиорит — монцонит — кварцевый монцонит, как это устанавливается для интрузивных образований района Бингхэм (см. рис. 12, 13).

Для районов эпизевгеосинклинального типа устанавливается принадлежность пород к ряду диорит — гранодиорит с ведущей ролью натровых и калиево-натровых разностей и отклонениями в сторону повышенных содержаний калия в отдельных регионах. Естественно, не исключаются возможности проявления региональной и возрастной петрохимической специализации интрузивных образований, однако разброс фигуративных точек на рис. 12, 13 не столь значителен, чтобы считать такие факторы главенствующими.

Обособленное положение на диаграммах (см. рис. 12, 13) занимают интрузивные породы разновозрастных островодужных (эвгеосинклинальных) рудных районов. При принадлежности их к ряду диорит — кварцевый диорит — тоналит они отличаются отчетливо выраженной натровой специализацией, хотя отдельные фигуративные точки и оказываются смещенными в поле монцодиоритов. Петрохимические особенности пород районов этого типа в целом подтверждают их геотектоническую и генетическую самостоятельность.

Петрохимические особенности интрузивов продуктивных комплексов имеют существенное значение для прогнозных исследований. Остановимся на некоторых работах, направленных на выявление петрологических поисковых критериев.

А. Фейссом (1978 г.) показана принципиальная возможность выделения рудоносных порфириновых интрузий среди безрудных по отношению  $Al_2O_3$  к сумме  $K_2O$ ,  $Na_2O$  и  $CaO$ . В частности, минерализованные ларамийские интрузии Юго-Запада США характеризуются величиной этого отношения от 1,4 до 1,8. Близкие значения (1,4—1,7) установлены в рудоносных интрузивах районов Бингхэм (штат Юта, США) и Санта Рита (штат Нью-Мексико, США). В то же время в нерудоносных порфириновых интрузиях этой части США отношение содержаний глинозема к сумме концентраций щелочей и извести оказывается как меньшим (1 и ме-

нее), так и большим приведенных значений. При пересчете на нормативный корунд для рудоносных порфировых интрузий Юго-Запада США получено среднее значение содержания 1,81 при стандартном отклонении 1,37, а для безрудных — 0,94 и 2,59 соответственно. В данном случае использовано ограниченное число анализов, что не позволяет считать конкретные величины окончательными.

Д. Мэсон и Дж. Макдоналд [30] для Папуа — Новой Гвинеи отмечают зависимость петрохимических и геохимических особенностей продуктивных интрузивных комплексов от обстановки их нахождения. Районы, рассматриваемые как кратонные (эпикратонные в нашем понимании.— А. К.), выявляются по принадлежности к высококаалиевой серии с высокими содержаниями Ва, Sr и низкими Ni и Со. Интрузии мобильного пояса (континентальной окраины) относятся главным образом к нормальной серии с умеренными концентрациями Ва, Sr, пониженными и низкими Ni и Со. Островодужные плутониты отличаются низкими содержаниями калия, умеренными Ва, Ni, Со и варьирующими Sr. В этом ряду интрузивных образований отмечается снижение концентраций La, Ce, Y.

Наряду с петролого-петрохимическими характеристиками для выделения потенциально-рудоносных интрузивных образований могут быть использованы данные о составе темноцветных минералов, несмотря на то, что разработки в этом направлении пока единичны. Д. Мэсон [30], суммируя данные таких исследований, отмечает повышенную меденосность биотитов, а также увеличение в них содержания магния при падении концентраций титана в ряду: первичный биотит — вторичный биотит — гидротермальный биотит.

Д. Мэсоном сопоставлены составы амфиболов и биотитов из рудоносных и «безрудных» интрузивных массивов Папуа — Новой Гвинеи на основе данных электронного микросондирования. Амфиболы рудоносных комплексов отличаются увеличением суммарного содержания железа от центра к краям кристаллов. Это объясняется высокими значениями  $fO_2$  в соответствующих магматических расплавах, что отличает последние от нерудоносных магм. Для биотитов из рудоносных интрузивов установлен рост величины отношения  $Mg:(Mg+Fe_{сум})$  и падение содержаний титана от центра зерен к их краям.

Некоторые вопросы происхождения интрузивных пород продуктивных ассоциаций проанализированы С. Т. Агеевой [3] с помощью диаграммы «альбит—анортит—ортоклаз», на которую вынесена кривая солидуса для трахитовых пород. На этой диаграмме вариационные ряды интрузивных пород районов различного типа отчетливо обособлены друг от друга. В то же время вариационные линии интрузивов из районов андезитовидных вулканоплутонических поясов располагаются в области существования андезит-дацитовых расплавов, тогда как ряд плутонитов эвгеосинклинальных районов отвечает полю базальтовых расплавов.

Вариационные линии интрузивных пород из рудных районов андезитидных вулканоплутонических поясов при субпараллельном расположении последовательно повторяют друг друга в различных по температурам полях расплавов. Это отражает, во-первых, падение температур формирования рудоносных плутонов в рудных районах от эпикратонного типа через эпимиегеосинклинальный к эпизеогосинклинальному, а во-вторых, изменение состава рудоносных плутонов от субщелочных, через нормальные к натровым в том же направлении. Каждый из этих гомодромных рядов расположением своих фигуративных точек подчинен линии солидуса с ростом ортоклазовой составляющей к концу ряда. Исключение составляют плутоны эпизеогосинклинальных районов, в которых конечные составляющие ряда располагаются выше линии солидуса за счет появления фаз с повышенным содержанием натрия.

Диаграмма «альбит—анортит—ортоклаз» иллюстрирует также общность рассмотренных закономерностей в рядах магматических пород соответствующих типов рудных районов палеозойских мезозойско-кайнозойских вулканоплутонических поясов. Вариационные линии, характеризующие интрузивные ряды рудных районов, сходных по позиции, но располагающихся в разновозрастных поясах, сближены, близпараллельны, часто перекрываются или накладываются друг друга. Это положение, с одной стороны, свидетельствует о наличии определенных общностей в составах пород, а с другой — отражает однонаправленные закономерности эволюции магматизма в разновозрастных вулканоплутонических поясах. В то же время дифференциационные ряды палеозойских пород сдвинуты в область первичной кристаллизации щелочных полевых шпатов в отличие от мезо-кайнозойских, точки крайних основных составов которых попадают на линию солидуса плагиоклазов.

Вариационные линии натровых рядов (районы эпизеогосинклинального типа разновозрастных провинций) на рассматриваемой диаграмме отчетливо обособлены и находятся в области кристаллизации кислых плагиоклазов (апикальная часть солидуса). Эти ряды укорочены, их направление совпадает с линией солидуса трахитовых комплексов с некоторым сдвигом в более высокотемпературную область, а конфигурация повторяет общую направленность линии солидуса. Такое положение вариационных линий натровых рядов позволяет рассматривать соответствующие комплексы пород как продукты фракционной кристаллизации единого расплава, т. е. как комагматы.

С. Т. Агеева [3] отмечает также, что фигуративные точки порфировых интрузивов на линии субсолидуса каждого конкретного дифференциационного ряда занимают место, отвечающее возможному нахождению неинвариантной точки кристаллизации полевых шпатов. Следовательно, порфировые фазы могли образоваться только как результат интенсивно проявленного фракционирования.

В расположении рудных районов разного типа в геоструктурах окраин континентов устанавливается асимметричная зональность. В идеализированной схеме районы эпикратонного типа, располагающиеся на периферии кратонов либо микроконтинентов, сменяются вначале районами эпимиогеосинклинального, а затем эпизеосинклинального типа. На удалении от последних могут находиться районы эвгеосинклинального типа.

В каждой из таких зон районы подчинены линеаментам, следующим субпараллельно окраинам кратонов и долгоживущим разломам островодужных геоструктур. Это положение подчеркивается цепочечно-линейным и поясным размещением месторождений, характерным для большинства провинций мира. Подобная зональность отмечается в Перуанско-Чилийской провинции и на Юго-Западе США, а наиболее полно проявлена в Британской Колумбии и в Филиппинско-Новогвинейской провинции.

В пределах каждой из таких линейных зон рудные районы оказываются приуроченными к положительным структурам древнего заложения, располагающимся как внутри вулканоплутонических поясов, так и на их окраинах. Это положение, освещенное в работах В. С. Попова [19] и И. Г. Павловой [14], определяет важность структурного районирования провинций в проведении фациального анализа, позволяющего в сочетании с другими данными оконтуривать такого рода поднятия, многие из которых вмещают не только месторождения, но и их группы.

Контроль интрузивных массивов долгоживущими разломами отмечается во многих работах. Этот фактор в сочетании с другими данными подлежит учету при выделении потенциальных рудных районов.

Задача определения позиции возможных рудных районов может быть решена при составлении прогнозных карт масштаба 1 : 500 000, в некоторых случаях масштаба 1 : 200 000. Эти карты по содержанию должны рассматриваться как последующая детализация карт, подчиненных выделению медно-порфировых провинций. Поэтому при сохранении тех же основных элементов нагрузки карты масштаба 1 : 500 000—1 : 200 000 требуют детализации фациально-формационных основ, в первую очередь дробного расчленения вулканоплутонических ассоциаций на фации и фазы с учетом специфики различных типов рудных районов.

Выделение потенциально рудных районов обеспечивается результатами фациально-формационных исследований, дополняемых геологическими, геофизическими и геохимическими поисковыми критериями и признаками.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ТИПОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Различия в обстановках формирования продуктивных вулканоплутонических ассоциаций зависят от палеотектонической позиции вулканоплутонических поясов и отражают четыре типовые обстановки проявления медно-порфировой минерализации — эпикратонную, эпимиогеосинклиналичную, эпизвгеосинклиналичную и эвгеосинклиналичную (островодужную). Характеристика типов рудных районов, приведенная ранее, была бы неполной без рассмотрения геологического строения соответствующих им месторождений. Из большого числа объектов для более детального описания были выбраны такие, изученность которых достаточна для анализа ведущих черт и характеристик.

В приводимом ниже описании месторождений принята их группировка по четырем обстановкам нахождения. Внутри каждой из групп месторождения рассматриваются в возрастной последовательности — от молодых к древним — для того, чтобы сопоставить разновозрастные объекты, сравнить их основные характеристики и показать возможное разнообразие условий локализации оруденения.

### МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЭПИКРАТОННЫХ РАЙОНОВ

Месторождение Юрэд-Гендерсон (штат Колорадо, США). Рудный район Колорадо отвечает части мел-третичного вулканоплутонического пояса, сформированного на докембрийском основании. Последнее образовано сланцами и гнейсами, прорванными докембрийскими гранитами, которые в округе Рэд-Маунтин слагают крупный батолит (граниты Силвер-Плюм).

Существенно молибденовые рудные тела Юрэд и Гендерсон, объединяемые в одно месторождение, располагаются на разных уровнях многофазного интрузивного комплекса Рэд-Маунтин и представляют собой пример весьма значительного вертикального размаха молибден-порфирового оруденения, которое распространено более чем на 2 км.

Рудоносный интрузивный комплекс Рэд-Маунтин, датируемый поздним олигоценом (33—23 млн. лет), прорывает батолит Силвер-Плюм на участке сопряжения субмеридионального и северо-восточного разломов древнего заложения. В строении комплекса С. Уэллс и др. [47] выделяют восемь разновозрастных групп пород, объединяющих от одной до пяти фаз внедрения (рис. 14).

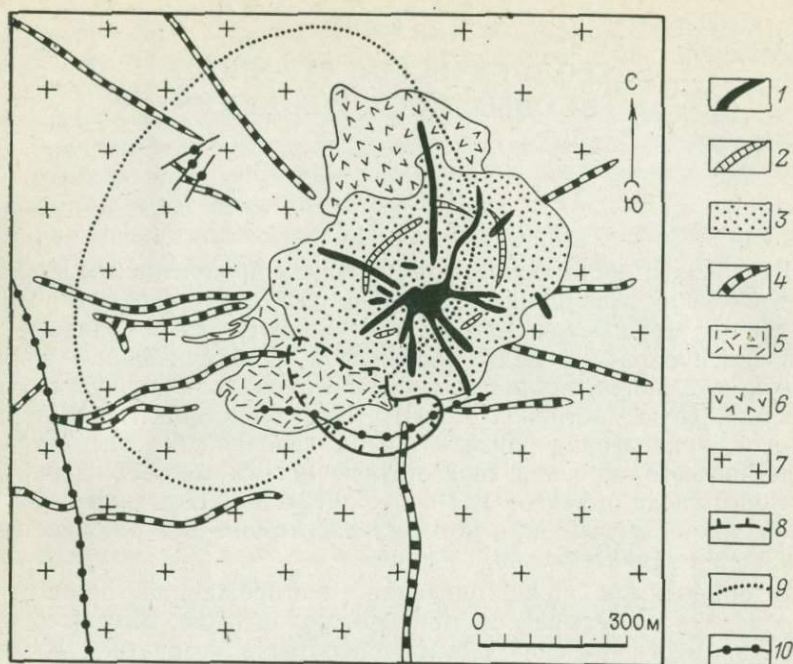


Рис. 14. Карта интрузивного комплекса Юрэд—Гендерсон (США). По С. Уэллсу [47].

1 — магматогенные брекчии; 2 — концентрические дайки; 3 — порфиры Юрэд и Рэд Маунтин, 4 — дайки риолитовых порфиров; 5—6 — интрузивные породы групп: 5 — Тунгстен Слайд, 6 — Ист Кноб, 7 — докембрийские граниты Силвер Плюм; 8—9 — проекции рудных тел: 8 — верхнего (Юрэд), 9 — нижнего (Гендерсон); 10 — разрывные нарушения

Самая ранняя группа Тунгстен Слайд включает брекчии Джанк и кварцевые порфиры, слагающие субвертикальное трубообразное тело, сохранившееся лишь во фрагментах. Брекчии рассматриваются как интрузивные образования, связанные со становлением кварцевых порфиров и, возможно, предшествующие им.

Следующая группа Ист Кноб объединяет грубозернистые и тонкозернистые порфировые кварц-полевошпатовые породы (участками брекчиевого сложения), слагающие субвертикальное цилиндрическое тело. Исследователями месторождения не исключается, что породы этой группы отвечают не новым фазам, а более глубоким частям колонны Тунгстен Слайд.

Кварцевые порфиры Сквер, принадлежащие следующей группе, участками имеют флюидалное сложение и образуют субвертикальное трубообразное тело, разобщающее в пространстве породы двух предшествующих групп.

В особую группу выделены риолитовые порфиры, образующие систему радиальных даек, которые распространены на значительном удалении от центра комплекса.

Значительную часть комплекса составляют породы многофазной группы «Рэд Маунтин порфиры». К ранней фазе этой группы отнесены «галечные» брекчии, развитые в виде даек и неправильных тел вблизи контактов пород следующей фазы. Последняя, выделяемая под названием порфиры Рэд Маунтин, включает тонкозернистую краевую и грубозернистую внутреннюю субфазы кварц-полевошпатовых порфиринов, занимающие основной объем пород группы. Сходные по составу с этими породами концентрические дайки имеют ограниченный вертикальный размах. К следующей фазе отнесены микробрекчиевые кварц-полевошпатовые порфиры с редкими полуокатанными и округлыми обломками, слагающие изометричное тело в центре комплекса и серию отходящих от него прерывистых радиальных даек.

Завершают эту группу брекчии Пик, слагающие трубообразное тело ограниченной протяженности, в котором тонкий пористый пепловый и фельзитовый материал цементирует хорошо окатанные обломки и глыбы вмещающих пород.

Основной объем комплекса принадлежит порфирам Юрэд, развитым на глубине более 800 м от поверхности. Эти кварц-полевошпатовые порфиры в краевых частях имеют флюидально-полосчатое сложение: калишпатовые полосы разделены основной массой, а в таких же кварцевых полосах содержатся чешуйки молибденита.

Афанитовые и аплитовые с редкими фенокристами кварца и полевого шпата порфиры Примос вскрыты на глубине в центральной части комплекса, где они несут вкрапленность молибденита, рассматриваемую в качестве сингенетичной, а не наложенной. Контакт этих пород с порфирами Юрэд, располагающимися выше, не установлен. Слабо изученные граниты Гендерсон самой нижней части комплекса завершают его становление.

Предполагается, что большая часть пород комплекса сформирована на субвулканическом уровне глубин при наличии сообщения с дневной поверхностью.

Рудное тело Юрэд, предположительно в значительной степени эродированное и прорванное породами поздних фаз, помещается в верхней части комплекса (рис. 15). В горизонтальных сечениях оно имеет форму прерывистого кольца, располагающегося вокруг штока порфиринов Рэд-Маунтин во вмещающих докембрийских гранитах и породах групп Ист Кноб, Тунгстен Слайд и кварцевых порфирах Сквер. В поперечных сечениях рудное тело расширяется кверху под небольшими углами при наличии более пологих апофиз, контролируемых кольцевыми и полукольцевыми разрывами.

Формирование этого рудного тела связывается с внедрением порфиринов Сквер. Предполагается, что возникшая при этом минерализованная зона была конформна штоку кварцевых порфиринов и облекала его апикальную часть с выходом в экзоконтактные зоны.

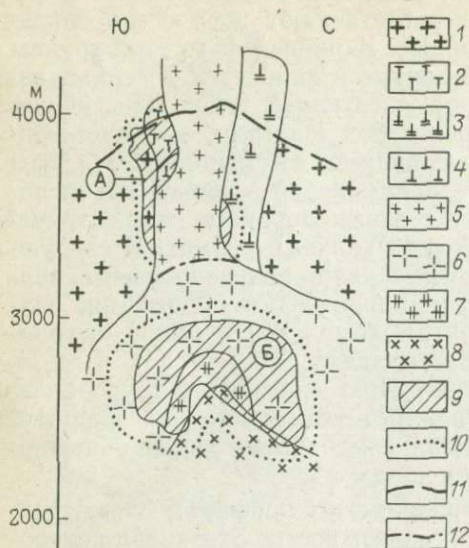


Рис. 15. Схема строения месторождения Юрэд-Гендерсон (реконструкция). По С. Уэллэсу и др. [47], с некоторыми упрощениями.

1 — докембрийские граниты Silber Плом; 2—8 — олигоценый интрузивный комплекс Рэд Маунтин: 2 — группа Тунгстен Слайд, 3 — группа Ист Кноб, 4 — кварцевые порфиры Сквер, 5 — порфиры Рэд Маунтин, 6 — порфиры Юрэд, 7 — порфиры Примос, 8 — гранит-порфиры Гендерсон; 9 — рудные тела с содержанием  $\text{MoS}_2$  0,1%; 10 — контуры минерализованных зон с содержанием  $\text{MoS}_2 > 0,01\%$ ; 11 — современная поверхность; 12 — предполагаемый контакт. А — рудное тело Юрэд, Б — рудное тело Гендерсон

Рудное тело Гендерсон удалено от тела Юрэд на 300—400 м. Оно напоминает опрокинутую чашу и подчинено

апикальной купольной части штока порфиров Примос. Здесь по вертикали устанавливается следующая смена метасоматических зон: калишпатовой с биотитовой подзоной, кварц-топазово-серицит-кварц-пиритовой, аргиллизитовой и пропилитовой. Рудное тело Гендерсон находится в первых двух зонах с частичным выходом в третью. Во второй зоне широко развит магнетит, ассоциирующий с пиритом, который преобладает в третьей и частично распространен в четвертой зонах.

Формирование названных зон и минералов относится ко второму этапу минералообразования. Самые поздние изменения, связываемые с порфировыми гранитами Гендерсон, выражены в грейзенизации в эндо- и экзоконтактах этих гранитов и наложении этого процесса на зоны калишпатизации и аргиллизации предшествующего этапа.

С. Уэллэс с соавторами отмечают, что все породы комплекса по составу отвечают риолитам, и предлагают следующие соотношения различных групп пород и фаз комплекса с проявлениями метасоматоза и рудоотложения (от ранних к поздним):

- группа Тунгстен Слайд — кварц—серицит—пирит;
- группа Ист Кноб — вкрапленность пирита;
- кварцевые порфиры Сквер — формирование рудного тела Юрэд;
- радиальные дайки риолитов — развитие локальных зон кварц-серицит-пиритового состава;
- порфиры Рэд Маунтин — кварц—серицит—родохрозит—пирит—сфалерит—галенит;
- интрузивные брекчии — кварц—гематит;
- брекчии Пик — серицит—флюорит;

— порфиры Юрэд — экзоконтактовые изменения с развитием ассоциации кварц—серицит—калишпат—пирит—молибденит;

— порфиры Примос — главный этап формирования рудного тела Гендерсон;

— граниты Гендерсон — переотложение ранее возникших руд с дополнительным привнесом рудного вещества.

Реконструкция условий становления комплекса Рэд Маунтин предполагает нахождение дневной поверхности в период его формирования примерно на 500 м выше современного эрозионного среза [47].

Месторождение Клаймакс (штат Колорадо, США), описанное во многих работах, имеет сходные черты с месторождением Юрэд-Гендерсон [47, 49].

Рудоносный шток Клаймакс олигоценового возраста прорывает докембрийские сланцы и гнейсы формации Айдахо-Спрингс, докембрийские гранитоиды Силвер Плум и небольшие интрузивные тела ларамийского возраста. Шток приурочен к осевой части антиклинальной структуры и сформирован в четыре фазы, каждая из которых последовательно смещена на более низкие гипсометрические уровни, как это отмечается и на месторождении Юрэд-Гендерсон.

Ранняя фаза, представленная Юго-Западным массивом риолитового состава, сопровождается наиболее высокорасполагавшимся рудным телом Сириско, лишь частично сохранившимся от эрозии. К следующей фазе отнесены породы части Центрального массива, над которыми в Юго-Западном массиве локализовано Верхнее рудное тело. С эплитовыми порфирами предпоследней фазы связывается формирование Нижнего рудного тела (рис. 16). К завершающей фазе относятся гранит-порфиры нижних частей месторождения, с которыми ассоциирует бедная сульфидная минерализация, сопровождаемая кварцем, серицитом, флюоритом, топазом, родохрозитом и гюбнеритом.

Рудные тела кварц-молибденитового состава со слабым развитием халькопирита. Вольфрамовое оруденение приурочено к лежащему боку Верхнего рудного тела, к кровле, флангам и всему объему Нижнего рудного тела с выходом в лежащий бок. Над рудными телами широко распространена пиритовая минерализация. Этот минерал присутствует совместно с халькопиритом, сфалеритом, галенитом и молибденитом в гранит-порфирах низов месторождения.

Гидротермально-метасоматические изменения наиболее детально изучены вблизи Верхнего рудного тела. Над апикальной частью штока располагается зона интенсивного окварцевания, постепенно переходящая сверху в зону калишпатизации. Последняя обрамлена зоной серицитизации и пиритизации, ограниченной сверху аргиллизированными породами. Все зоны конформны друг другу и в первом приближении повторяют очертания штока на все большем удалении от него.

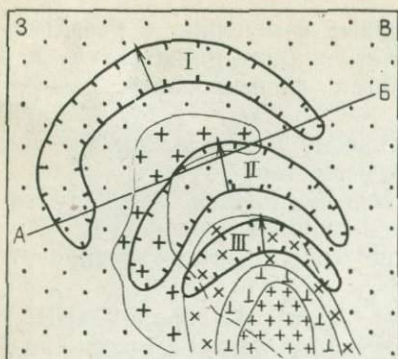


Рис. 16. Строение молибден-порфирового месторождения Клаймакс (США). Реконструкция. По С. Уэллсу [47].

I, II, III — рудные тела. I — докембрийские образования; 2 — юго-западная фаза штока Клаймакс; 3 — центральная фаза штока Клаймакс; 4 — фаза аплитовых порфиров; 5 — фаза гранит-порфиров; 6 — контуры рудных тел трех различных этапов; 7 — положение современного эрозионного среза; 8 — ориентировка вертикали на период формирования соответствующего рудного тела

У. Холл, И. Фридман и Дж. Наш на основе данных изотопных исследований решающую роль в формировании руд месторождения отводят процессам смешения магматогенных флюидов с потоками метеорных вод.

Сорское месторождение (Кузнецкий Алатау). Геологическое строение этого месторождения подробно рассмотрено в работе В. Л. Хомичева, В. И. Сотникова, Ю. М. Страгиса, Е. С. Шабалиной, А. П. Берзиной [24]. Исследователи анализируют широкий круг вопросов, обобщая материалы предшествовавших работ В. Т. Покалова, В. В. Дистлера и других геологов и привлекая большой объем новых данных.

Уйбатский блок Кузнецкого Алатау, вмещающий Сорское месторождение и ряд рудопроявлений, сложен морскими терригенно-карбонатными толщами, принадлежащими позднепротерозойской миогеосинклинали. В. Л. Хомичев [24] относит этот блок к предкембрийскому устойчивому поднятию, которое в начале кембрия на флангах повторно вовлекалось в миогеосинклинальное развитие. Предсреднекембрийская стабилизация сменилась внедрением интрузий габбро-диорит-гранодиоритового мартайгинского комплекса, предшествовавшего становлению позднекембрийско-ордовикского тигертышского гранитоидного комплекса, с поздними фазами которого связана медно-молибденовая минерализация.

Магматизм Сорского района близок по времени проявления геосинклинальному развитию Карлыгановской зоны, сопряженной с Уйбатским блоком. Основные черты строения Сорского рудного района определяются широким распространением интрузивных пород двух упомянутых комплексов, прорывающих терригенно-карбонатные толщи верхнего протерозоя (рис. 17).

Сорское месторождение приурочено к одному из штоков лейкократовых гранитов, расположенных на северо-восточном фланге Сайгачинского массива биотитовых гранитов и являющихся, по представлениям В. Л. Хомичева, их фронтальной частью. Эти граниты принадлежат тигертышскому комплексу и прорывают диориты и сиенодиориты мартайгинского комплекса.

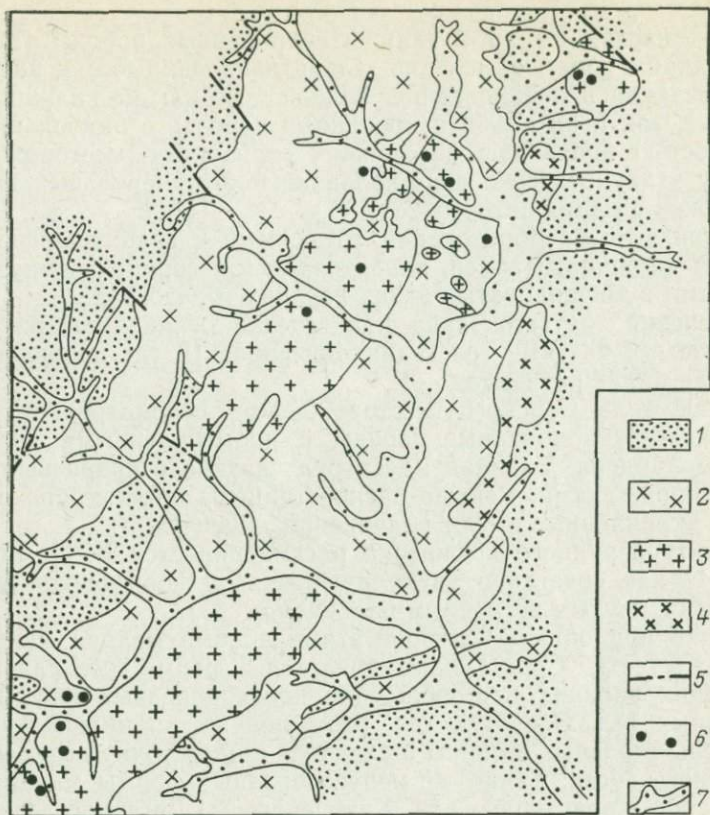


Рис. 17. Схема строения Сорского рудного района (фрагмент). По В. Л. Хомичеву и Е. С. Шабалиной [24].

1 — протерозойские терригенные, терригенно-карбонатные и карбонатные толщи; 2 — мартайгинский габбро-диорит-гранодиоритовый комплекс; 3 — тигертышский гранитоидный комплекс; 4 — культайгинский габбро-сиенитовый комплекс, 5 — разрывные нарушения; 6 — медно-молибденовые и молибденовые месторождения и рудопроявления; 7 — аллювиальные отложения

Среди лейкократовых гранитов Сорского месторождения развиты штоки кварц-полевошпатовых пегматитов и штокообразные тела гранит-порфиров двух генераций, с которыми связываются процессы рудообразования. Гранит-порфиры I сопровождаются брекчиевыми телами, состоящими из обломков лейкократовых гранитов, пегматитов, диоритов и сиенодиоритов, сцементированных тонкокластическим материалом и содержащих гнезда и прожилки калиевого полевого шпата.

А. П. Берзина и В. И. Сотников [24] относят продукты гидротермальных изменений к трем одновременным этапам.

Ранний этап, связанный с лейкократовыми гранитами, характеризуется калишпатизацией, альбитизацией, серицитизацией и окварцеванием, особенно интенсивными в апикальных и эндокон-

тактовых частях штока. Калишпатизированные породы тяготеют к внутренним зонам изменений, альбитизированные — к внешним. Серицитизация и окварцевание, наложенные как на калишпатизированные, так и на альбитизированные породы, с наибольшей интенсивностью проявлены на верхних горизонтах месторождения. К этому этапу отнесено формирование мономинеральных кварцевых штоков и калишпатовых тел.

Второй этап преобразований, относимый к гранит-порфирам I, выражен калишпатизацией, альбитизацией и серицитизацией, проявленными в трещиноватых зонах верхних горизонтов.

Изменения третьего этапа практически ограничиваются эндо-контактовыми частями тел гранит-порфиров II, где проявлена интенсивная калишпатизация.

Рудное тело Сорского месторождения рассматривается как прожилково-окварцованные породы с промышленными содержаниями молибдена. Главная масса руд связана с кварцевыми жилами и прожилками, меньше распространены богатые брекчиевые руды, а вкрапленные имеют подчиненное значение.

Структура рудного штокверка рассматривается В. Л. Хомичевым [24] как сочетание двух линейных зон повышенной трещиноватости с крутым встречным падением.

Однако при общем контроле этими зонами медная минерализация на участке Сора-1 оконтуривается в форме трех слившихся на верхних уровнях месторождения конусообразных либо воронкообразных тел. Оси этих тел, разобщенных на нижнем уровне, наклонены в разные стороны и сходятся в одну точку выше уровня эрозионного среза. Такие же конусообразные формы минерализованных зон характерны для Кварцевого и Лагерного участков при наклоне на первом из них к северу, а на втором — к югу при наличии разворотов между нижними и верхними горизонтами.

Рудные минералы месторождения представлены пиритом, молибденитом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, магнетитом, гематитом, рутилом и шеелитом при ведущей роли первых трех. Из нерудных преобладают кварц и калиевый полевой шпат. Меньше распространены флюорит, карбонаты, апатит, гипс, барит.

Прожилковые руды отнесены к типу заполнения полостей. Главная масса сульфидно-кварцевых прожилков и жил мощностью от 1—5 до 5—20 см образует свиты, вытянутые в северо-западном направлении и составляющие на верхних частях месторождения 1,7—6,1, а на нижних 0,1—1,6 % от общего объема пород.

Рудоносные жилы и прожилки месторождения сформированы в четыре стадии. Первая — самая ранняя пирит-калишпат-кварцевая с небольшим количеством халькопирита и молибдена сменяется второй сульфидно-кварцевой, основной по количеству рудного вещества и преобладающей по распространению. К третьей стадии отнесены ограниченно распространенные молибденит-кварцевые прожилки. Кварц-карбонатные прожилки четвертой стадии сопровождаются бедной полиметаллической минерализацией. От верхних частей месторождения к нижним и от флангов к центру

продукты ранних стадий минерализации сменяются минералами более поздних стадий.

Основную ценность брекчиевых руд составляют вкрапленность и гнезда сульфидов, которые в ассоциации с флюоритом развиты в кварцевом цементе между обломками лейкократовых гранитов, диоритов, гранит-порфиров I и пегматитов.

Вкрапленные руды, пространственно связанные с прожилковыми, состоят из мелких включений и гнезд молибденита и пирита, иногда сопровождаются другими сульфидами. Масштабы вкрапленной минерализации зависят от интенсивности прожилкового окварцевания и метасоматических изменений пород.

В. Л. Хомичев при характеристике минералого-геохимической зональности отмечает приуроченность максимальных концентраций меди к узким зонам вокруг пегматитовых тел. Молибденовая минерализация в плане распространена шире медной и во внешних частях рудоконтролирующих структур сменяется свинцово-цинковой. В то же время цинк присутствует и в центральных частях верхних горизонтов месторождения. По вертикали устанавливается развитие молибдена на больших по сравнению с медью глубинах.

Исследователи месторождения объясняют его геохимическую зональность сочетанием полиасцендентных и моноасцендентных процессов рудоотложения. Медно-молибденовое оруденение главной продуктивной стадии сформировано в центральной части месторождения, а свинцово-цинковое, принадлежащее к поздней стадии, развито на периферии месторождения. Частичная пространственная разобщенность меди и молибдена объясняется явлениями одновременного отложения этих компонентов из одних и тех же растворов.

## МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЭПИМИОГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ РАЙОНОВ

Месторождение Ок Теди (Папуа — Новая Гвинея) входит в рудный район Стар Маунтинс фланга континентального блока о. Новая Гвинея. Этот район отвечает зоне перикратонных опусканий, где с середины юры до позднего миоцена накопились мощные терригенные и карбонатно-терригенные толщи миогеосинклинального облика, являющиеся субстратом позднемiocенового — плейстоценового вулканоплутонического пояса.

В районе месторождения вулканогенные образования плиоценовой формации Бирим отсутствуют, а интрузивные породы, предположительно относимые к продуктивной вулканоплутонической ассоциации, представлены позднеплиоценовыми — плейстоценовыми диорит-монцититовыми комплексами [30].

В массиве Ок Теди, прорывающем верхнемеловые — миоценовые аргиллиты и песчаники с пластами известняков в средней части разреза, выделяются диоритовая, монцодиоритовая и монцитит-порфировая фазы. Породы последней, самой молодой фазы

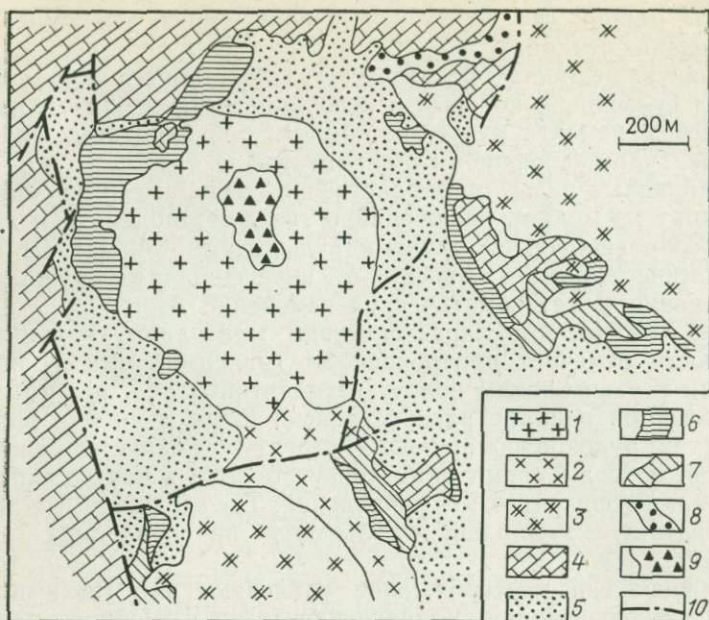


Рис. 18. Схема геологического строения месторождения Ок Теди (Папуа — Новая Гвинея). По Х. Дэвису [30].

1 — монзонитовые порфиры (рудноносный шток); 2 — монодиориты; 3 — диориты; 4 — известняки; 5 — песчаники и аргиллиты; 6 — известково-силикатные скарны; 7 — магнетитовые скарны; 8 — тела сульфидных руд; 9 — зона интенсивного штокверкового окварцевания («кварцевое ядро»); 10 — разрывные нарушения

слагают изометричный шток, к которому и приурочена молибден-медно-порфировая минерализация (рис. 18).

На контактах всех фаз массива с известняками развиты известково-силикатные скарны с магнетитовой и сульфидной минерализацией. Кроме пирита и пирротина, скарновые зоны содержат халькопирит, галенит и сфалерит. На отдельных участках установлены сплошные сульфидно-магнетитовые руды, содержащие до 1,5 % меди.

Центральная часть штока монзонитовых порфиров занята существенно кварцевым ядром, внутри которого доля прожилкового кварца составляет от 50 до 100 %, а на флангах — 20—50 %. Это ядро практически лишено рудной минерализации. Вокруг кварцевого ядра развиты брекчиевые дайки, состоящие из фрагментов вмещающих монзонитовых порфиров. За пределами ядра породы штока биотитизированы и слабо калишпатизированы. Рудное тело, оконтуриваемое по содержанию меди более 0,3 %, находится внутри штока в пределах биотитовой зоны.

Основной минерал первичных руд — халькопирит сопровождается подчиненными пиритом и марказитом и более редким молибденитом. Первичная сульфидная зональность затушевана гипер-

генными преобразованиями. Зоны окисления и выщелачивания проникают на глубину от 15 до 200 м, а зона вторичных халькозидных руд достигает мощности 50—300 м.

Возраст интрузивных пород массива Ок Теди определен 2,6 млн. лет, а гидротермального биотита 1,1 млн. лет, так что это месторождение относится к числу самых молодых в мире.

Месторождение Бингхэм (штат Юта, США). Горный округ Бингхэм, в который входит одноименное молибден-медно-порфириновое месторождение, принадлежит к третичному вулканоплутоническому поясу, сформированному на мощных осадочных толщах, отвечающих миогеосинклинальному режиму развития региона с кембрия до поздней перми. Непосредственно на площади округа развиты терригенные породы среднепенсильванского — позднепермского возраста [29].

Вблизи месторождения Бингхэм разрез пород основания пояса открывает формация Баттерфилд Пикс; начинается она чередованием известняков с кварцитами и завершается кварцитами с прослоями глинистых сланцев. В вышележащей формации Бингхэм Майн нижняя часть разреза сложена кварцитами с прослоями известняков наиболее мощными в основании, а верхняя — кварцитами. Формация Карри Пик, относимая к началу ранней перми, открывается горизонтом конгломератов и представлена кварцито-песчаниками и песчаниками с тремя маркирующими горизонтами известняков. Существенно кварцитовые толщи следующей формации (Фримэн Пик) предшествуют песчаникам и известнякам формации Дайамонд Крик, на размытой поверхности которой залегают третичные конгломераты.

В пределах карьера Бингхэм породы среднего пенсильвания — нижней перми характеризуются моноклинальным залеганием с крутым падением к северу, что отвечает их положению на крыле синклинали. Широко развитые разрывные нарушения разделяются на доинтрузивные, дорудные и посткварцевомонцитонитовые (рис. 19).

Вулканогенные породы, относимые к олигоцену, развиты за пределами месторождения на восточном фланге района. Среди вулканитов выделяются лавы роговообманковых, биотит-роговообманковых и авгит-биотитовых латитов, так же определяемых, как андезитовые порфириды, и лавы мелкопорфировых андезитов. Вышележащая группа латитовых брекчий образована туфобрекчиями, агломератами и лахаровыми брекчиями. Абсолютный возраст 30,7 млн. лет, определенный для латитовых брекчий, датирует завершение становления названных толщ, а не всей вулканоплутонической ассоциации, поскольку интрузивные образования датируются 39—36 млн. лет [29].

На площади месторождения интрузивные породы от древних к молодым разделены на кварцевые монцитониты штоков Бингхэм и Лэст Чэнс; порфириновые кварцевые монцитониты; кварцевые монцитонитовые порфиры северо-запада штока Бингхэм; латитовые пор-

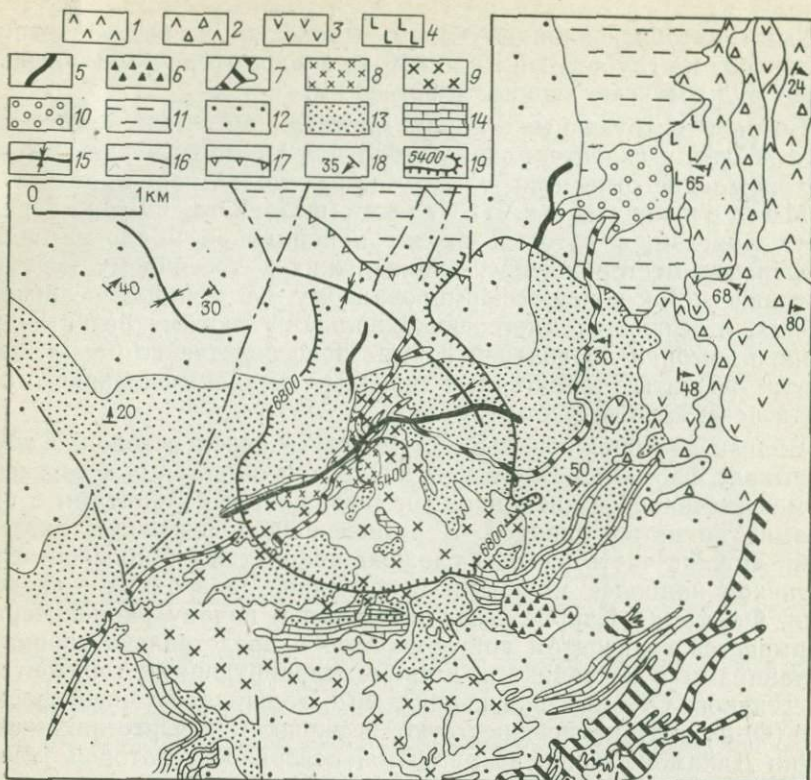


Рис. 19. Фрагмент геологической карты округа Бингхэм. По А. Дж. Свенсену [29].

1—4 — олигоценые вулканы: 1 — латиты; 2 — туфобрекчии латитов; 3 — роговообманковые латит-порфиры; 4 — биотит-роговообманковые латит-порфиры; 5—9 — эоценовые интрузивные образования: 5 — кварцевые латит-порфиры, 6 — брекчии латитов, 7 — латит-порфиры, 8 — кварцевые монзонит-порфиры, 9 — монзониты и кварцевые монзониты; 10 — третичные конгломераты; 11—14 — отложения пенсильвания: 11 — формация Каррие Пик, 12 — верхняя толща формации Бингхэм Майн, 13 — нижняя толща формации Бингхэм Майн, 14 — горизонты известняков; 15 — ось синклинали Бингхэм; 16 — сбросы; 17 — надвиги; 18 — элементы залегания; 19 — нагорный и нижний уступы карьера Бингхэм (абсолютные высоты в футах)

фиры, слагающие протяженные разноориентированные дайки; латиты, образующие штокообразное тело на юго-востоке месторождения; дайки кварцевых латитовых порфиров.

Рудное тело месторождения Бингхэм приурочено к штоку кварцевых монзонитовых порфиров, круто наклоненному к северу. Промышленная минерализация развита в апикальной части штока и вмещающих породах. По форме рудное тело близко к полуму толстостенному конусу, в нижней внутренней части которого располагается конусообразное пустое ядро с более пологими наклонами образующих. Ось рудного тела наклонена к северу так же,

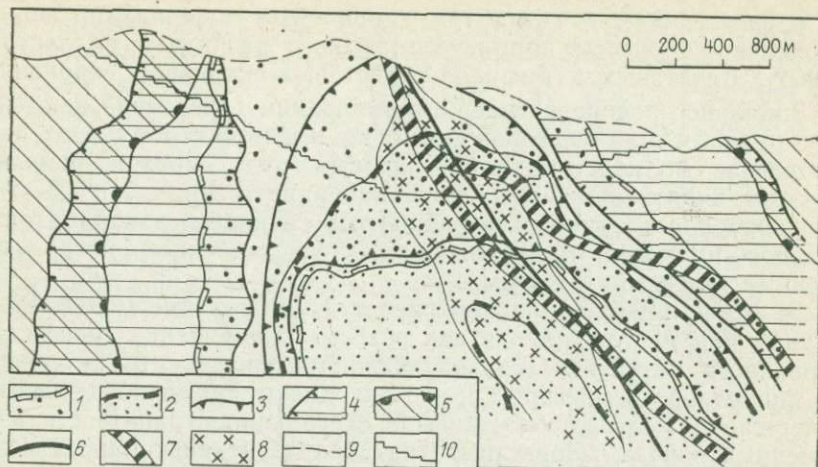


Рис. 20. Сульфидная зональность в разрезе месторождения Бингхэм (США).  
По Э. Джону [29].

1 — зона вкрапленной медной минерализации; 2 — зона развития молибденита; 3 — зона максимальных содержаний борнита; 4 — ореол пиритизации; 5 — зона свинцово-цинковой минерализации; 6 — кварцевые латит-порфиры; 7 — латит-порфиры; 8 — кварцевые монзонит-порфиры; 9 — уровень поверхности до отработки; 10 — контур карьера

как и ось штока, а рудный штокверк в целом конформен со штоком кварцевых монзонитовых порфиров (рис. 20).

Внешняя граница рудного тела определяется контуром распространения медной минерализации. Молибденовая минерализация очерчивается в пространстве как конусовидное тело, как бы вложенное в конус меднорудной минерализации, причем основание молибденового конуса сдвинуто до границы с безрудным ядром. Общая зональность рудного тела от центра по латерали и вертикали отвечает ряду  $Mo \rightarrow Mo$ ,  $Cu \rightarrow Cu$ , а в минеральном выражении — смене основных минералов: молибденит — молибденит, борнит — борнит, халькопирит — халькопирит, пирит — пирит.

Внутренняя безрудная зона характеризуется широким развитием первичного магнетита при незначительном распространении пирита, халькопирита и молибденита, в сумме составляющих менее 0,5%. Магнетит сохраняется и во внутренних частях молибденитовой зоны, но исчезает в последующих зонах.

Основной тип изменений на месторождении — биотитизация. Зона развития магнезиального биотита (флогопита), составляющего до 28% пород, прослежена более чем на 700 м от контактов порфировых штоков. В этой зоне отмечаются повышенные содержания кварца и апатита, замещение авгита актинолитом и обоих этих минералов хлоритом. Авгит сохраняется от замещения лишь в удалении от порфиров более чем на 1000 м. В центральной части месторождения слабо развиты зоны кварц-серицитовых метасоматитов и кварц-ортоклазовые прожилки.

В известняках на контакте с кварцевыми монцонитами широко проявлены процессы пирометасоматоза с развитием волластонитовых, гранатовых и амфибол-эпидотовых скарнов и скарноидов.

Зональное распределение минерализации характерно не только для рудного тела месторождения, но и для всего рудного поля. Штокверк молибден-медно-порфировых руд окружен широким ореолом пиритизации, где количество пирита достигает 3,5—7%. Этот ореол с частичным перекрытием сменяется зоной развития свинцово-цинковой минерализации, представленной метасоматическими залежами и жилами.

Э. Джон (1975 г.) рассматривает формирование молибденово-медных руд месторождения как результат замещения сульфидами первичного магнетита. В этой связи отмечается, что независимо от минерального состава зон все они имеют примерно одинаковое содержание железа, сопоставимое с его концентрациями в неизменных породах. Зоны развития борнита и халькопирита не сопровождаются ни пиритом, ни магнетитом. С другой стороны, появление пирита в рудах влечет за собой уменьшение доли сульфидов меди, а рост его концентраций приводит к исчезновению халькопирита. Общая последовательность замещений предполагает смену минералов в следующем ряду: магнетит — пирит — халькопирит — борнит [29].

Процессы рудоотложения связываются с гидротермальной деятельностью, начавшейся непосредственно за внедрением кварцевых монцонитовых порфиров, продолжавшейся в период становления латитовых порфиров и завершившейся ко времени внедрения кварцевых латитовых порфиров.

Дж. Уилсон [29] приводит интересные данные о возможном составе рудообразующего флюида месторождения Бингхэм. Они основаны на изучении заполнения миндалины в штоке кварцевых латитовых порфиров, принадлежащих к самым поздним стадиям внедрения.

Для этих пород характерна чрезвычайно высокая насыщенность их миндалинами и пустотами с пористостью 6—18%. Породы содержат обильные мелкие миндалины (до 0,2 мм) в основной массе и крупные пустоты (до 1 см в поперечнике в центральных частях тела и до 15 см — в краевых).

Миндалины и пустоты высланы щетками кристаллов кварца, содержат агрегаты идиоморфных кристаллов халькопирита и менее распространенные борнит и молибденит. В миндалинах также обнаружены ортоклаз, фтор-апатит, биотит, доломит, тетраэдрит. Каких-либо изменений породы у стенок миндалины не наблюдается. Кварц и ортоклаз, проникающие в миндалины из основной массы породы, по оптическим свойствам не отличаются от этих минералов из других участков породы.

Дж. Уилсоном [29] на основе изучения заполнения миндалины и пустот для нескольких участков штока оценена концентрация меди в рудообразующих растворах.

Зоны штока	Содержание Cu, %	Пористость, %	Доля флюида, %	Содержание Cu в флюиде, %
Краевая	0,35	6,0	3,0	10
Центральная	0,82	11,2	5,6	13
"	0,55	15,8	7,9	7
Аплитовая	0,57	17,8	8,9	6

Для трех минерализованных полостей разных размеров по реальному составу их выполнения при плотности раствора 1,3 г/см<sup>3</sup> и при постоянном давлении получены следующие данные.

Зоны штока	Объем пустот, см <sup>3</sup>	Масса флюида при плот- ности 1,3 г/см <sup>3</sup> , г	Количество халько- пирита, г	Концентрация меди	
				в полости, г	в флюиде, %
Центральная	850	1214	70 *	28	2,5
"	36,6	60	11,6	4	6,6
"	3,5	3,84	0,46	0,16	4,2

\* В том числе борнит.

С учетом ранее проведенных исследований газовой-жидких включений и данных по заполнению пустот средней размерности Дж. Уилсон предполагает следующий расчетный состав рудообразующего флюида (в %): H<sub>2</sub>O 30, NaCl 30, KCl 10, CuFeS<sub>2</sub> 20, SiO<sub>2</sub> и другие компоненты — 10. Этот законсервированный в штоке высококонцентрированный флюид отвечает гидросолевому расплаву с долей растворенной твердой фазы более 50 %, который частично утратил летучие фазы при кристаллизации латитового штока. Миграция части флюида из пустот сопровождалась отложением кварца и сульфидов в трещинах породы.

В отличие от рассмотренного штока, дайки того же состава (кварцевые латитовые порфиры) характеризуются существенно меньшей пористостью и низкими содержаниями меди. Предполагается, что в процессе формирования их происходило почти полное обособление флюида от магматического расплава и смешение этого высококонцентрированного рассола с более разбавленными растворами, циркулировавшими в окружающих высокопроницаемых породах месторождения. Дж. Уилсон отмечает, что быстрое отделение флюидов, составивших до 10 % объема расплава, может быть сопряжено с трещинообразованием, высокая интенсивность которого вообще характерна для месторождений медно-порфирового типа.

Месторождение Ла Каридад (Мексика) расположено в северной части позднемелового — раннетретичного вулканоплутонического пояса, сформированного на палеозойских и ран-

немезозойских многоэпизодических комплексах. Запасы руд по состоянию на 1970 г. оценивались 600 млн. т при содержании условной меди 0,8 % (одна часть меди эквивалентна 2,24 частям молибдена). Месторождение открыто при геохимических поисках по вторичным и первичным ореолам с последующей постановкой на аномальном участке (более 500 г/т меди и 50 г/т молибдена) метода вызванной поляризации.

В. Саэгарт, Дж. Селл, Б. Килпатрик (1974 г.), давшие подробную характеристику месторождения, в составе рудоносного интрузивного массива выделяют диориты, гранодиориты, кварцевые монцонит-порфиры, пегматиты и интрузивные брекчии. Кварцевые монцонит-порфиры образуют группу сближенных сливающихся на глубине штоков. Широко развитые на месторождении брекчиевые тела по характеру заполнения принадлежат к двум типам. Первый из них образован округлыми и угловатыми обломками пород различного состава. Глыбы и мелкие обломки цементируются пылевидным и тонкообломочным материалом. Более ранние брекчии второго типа сложены только обломками вмещающих пород; такие брекчии развиты в диоритах, гранодиоритах, кварцевых монцонит-порфирах и подчинены структурам северо-западного и северо-восточного направлений, сопрягающимся в центральной части месторождения. Брекчии обоих типов слагают трубообразные тела с широко развитыми угловатыми кавернами диаметром 2—10 см. Время формирования интрузивных пород месторождения и минерализации определяется от 54 до 48 млн. лет, для пострудных риолитовых туфов — 24 млн. лет.

Гидротермально-метасоматические изменения пород и рудная минерализация подчинены штокам кварцевых монцонит-порфиров, относительно которых проявлена латеральная зональность.

Центральная часть месторождения характеризуется интенсивным окварцеванием, серицитизацией и пиритизацией. Эта зона постепенно переходит в зону аргиллизации, где развиты каолинит и монтмориллонит, замещающие плагиоклаз, хлорит по биотиту и небольшое количество серицита. Периферии месторождения отвечает узкая зона пропицитизации, в которой хлорит, замещающий биотит, ассоциирует с эпидотом и пелитизированным плагиоклазом. В этой части месторождения и на его западном фланге проявлена турмалинизация. Мелкие агрегаты кристаллов турмалина развиты в брекчиях, в прожилках и в виде гнезд; положение турмалинизированных участков в метасоматической зональности остается не выясненным.

Первичные сульфиды, составляющие 2—3 % от вмещающих пород, представлены (в порядке распространенности) пиритом, халькопиритом, молибденитом, сфалеритом, галенитом и очень редким борнитом. В центральной части месторождения около 60 % пирита и халькопирита развито в виде изолированных вкраплений. На других участках эти сульфиды, наряду с вкрапленностью, участвуют в выполнении прожилков в породах и пустот в брекчиевых телах. При относительном постоянстве содержаний пирита отноше-

ние этого минерала к халькопириту меняется от 2:1 в центре до 10:1 на флангах. Молибденит преобладает на западном фланге месторождения, где его содержания достигают 0,04%. Этот минерал развит преимущественно в кварцевых монзонит-порфирах, хотя известен также и в гранодиоритах за пределами промышленных руд месторождения. Сфалерит и галенит ассоциируют с пропильтизированными породами периферии месторождения и присутствуют в незначительных количествах.

Основную ценность месторождения составляют руды зоны вторичного сульфидного обогащения (1700 м в поперечнике при средней мощности 90 м). В ней преобладает халькозин, сопровождаемый подчиненными ковеллином и дигенитом, реликтовыми пиритом и халькопиритом. Содержания меди во вторичных рудах в 3,5 раза выше, чем в первичных, которые пока не имеют промышленного значения.

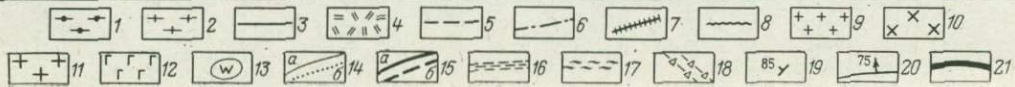
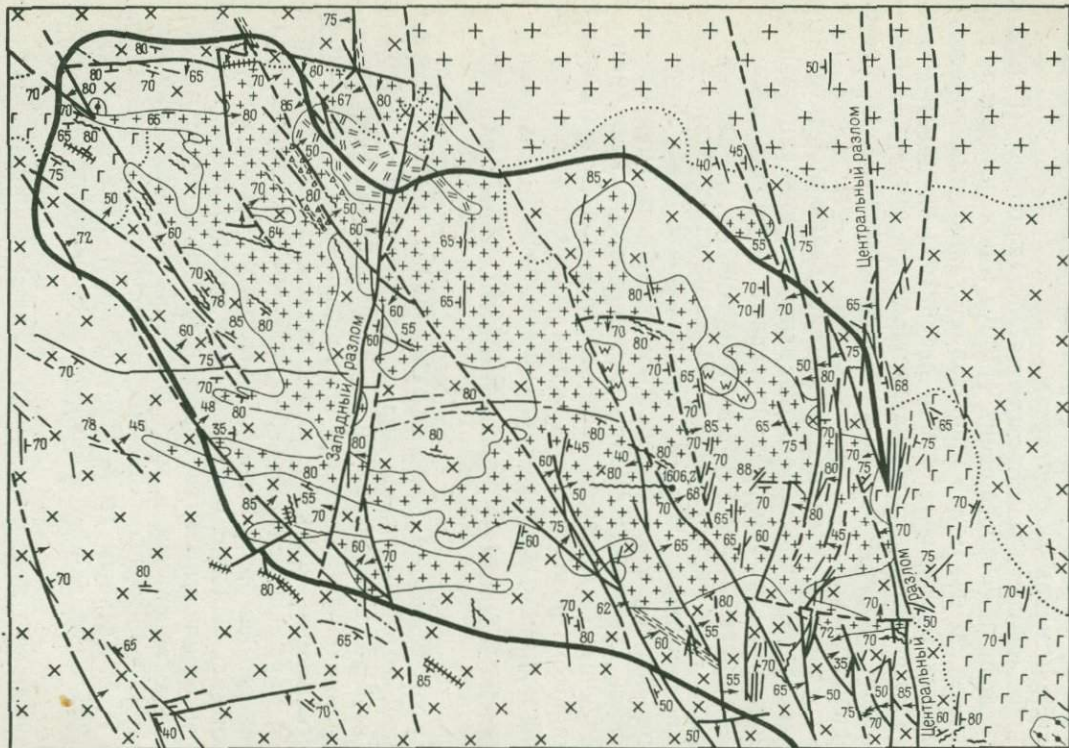
К пострудным образованиям отнесены дайки андезитов и конгломераты, содержащие обломки измененных вулканитов и кварцевых монзонит-порфиров. За пределами месторождения с конгломератами переслаиваются туфы риолитов.

Исследователи месторождения Ла Каридад отмечают близость его к «монзонитовой» модели, предложенной Дж. Лоуэллом и Дж. Джилбертом, а отсутствие зоны калишпатизации объясняют ограниченной глубиной вскрытия месторождения скважинами. Основное отличие Ла Каридад от упомянутой модели заключается в очень широком развитии брекчиевых тел, составляющих около трети площади выхода минерализованной зоны.

### МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЭПИЭВГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ РАЙОНОВ

Месторождение Эрдэнтун-Обо (МНР) — основной объект рассмотренного выше Эрдэнтунского рудного района, входящего в Орхоно-Селенгинский вулcano-плутонический пояс. Позиция района определяется его приуроченностью к краевой части пояса, сформировавшегося с конца ранней перми на устойчивом поднятии, образованном эвгеосинклинальными комплексами рифея — раннего кембрия. Хотя по палеотектонической позиции этот район формально может быть отнесен к эпикратонным, ярко выраженная эвгеосинклинальная природа субстрата пояса определяет принадлежность района и месторождения к эпизэвгеосинклинальному типу. Геологическое строение месторождения Эрдэнтун-Обо описано Р. А. Хасиным, Н. А. Мариновым, Ч. Хурцем и Л. И. Якимовым [26], на их данных и базируется приводимая ниже характеристика.

Продуктивную вулcano-плутоническую ассоциацию в районе и на месторождении образуют пермская толща эффузивов (известково-щелочные базальты, андезиты и липариты) и позднепермские (возможно, позднепермско-раннетриасовые) интрузии селенгинского комплекса. Позднетриасовые либо позднепермско-раннеюрские вулканиты трахиандезито-базальтового состава отделены от про-



1—2 — породы венд-кембрия; 3 — биотитовые гнейсы; 4 — лейкократовые биотитовые породы триаса — ранней юры; 5 — дайки андезитов, трахандезитов, 6 — некие фельзиты и фельзит-порфиры; 7 — пермский интрузивный комплекс; 8 — третья (заключительная) интрузивная фаза; 9 — дайки; 10 — гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, сенинг-порфиры, фельзит-порфиры, 11 — дациитовые порфиры; 12 — штокобразные тела, сложенные гранодиорит-порфирами, кварцевыми порфирами, плагиогранит-порфирами; 13 — интрузивная фаза; 14 — порфиридные биотитовые, биотит-роговообманковые и роговообманковые гранодиориты, граносенингиты, сенингиты; 15 — порфиридные биотитовые граниты; 16 — порфиридные биотит-роговообманковые диориты и кварцевые диориты; 17 — вторичные кварциты; 18 — геологические граниты; 19 — порфиридные биотит-роговообманковые нарушения; 20 — доисторические, 21 — предпологаемые; 22 — зоны катаклаза и интенсивной трещиноватости; 23 — зоны разрывных нарушений и миллионов; 24 — зоны брекчирования; 25 — элементы залегания залегающих горных пород и поверхностей геологических контактов; 26 — элементы залегания элементов северо-западного участка медно-молибденового месторождения Эрдэнтуун-Обо. По В. С. Каллину и др. [26].

дуктивной ассоциации пестроцветной моласой, датированной триасом.

Площадь месторождения сложена гранитоидами селенгинского комплекса, содержащими в провесах кровли останцы рифейско-раннекембрийских гнейсов, амфиболитов и кристаллических сланцев. К первой фазе комплекса отнесены диориты, габбро-диориты и монцитоны, развитые в виде ксенолитов среди преобладающих порфиридных биотитовых и роговообманковых гранодиоритов главной фазы, ассоциирующихся с резко подчиненными диоритами и кварцевыми диоритами. В качестве третьей фазы выделяются гранодиорит-порфиры (с переходами к кварцевым диоритовым порфирами и плагиогранит-порфирам), слагающие крупное штокообразное тело Северо-Западного участка и практически не вскрытые эрозией сливающиеся на глубине два дайкообразных тела Центрального участка (рис. 21).

Исследователи отмечают, что его структура определяется сочетанием трех разноориентированных систем разрывных нарушений. Разломы северо-западного простирания контролируют положение штоков гранодиорит-порфиров, вытянутых в этом направлении и сопровождающихся субширотными и субмеридиональными ответвлениями, что отражает влияние проникаемых зон такой ориентировки. Эти же три направления проявляются и в преимущественной ориентировке кварц-сульфидных прожилков.

Р. А. Хасин и др. [26], ссылаясь на В. И. Давыдова, характеризуют метасоматическую зональность месторождения от центра к периферии следующим образом: серицитовые кварциты; интенсивно окварцованные, серицитизированные и каолинизированные породы (кварца более 30 %); окварцованные, серицитизированные и каолинизированные породы (кварца до 30 %); серицитизированные, каолинизированные и хлоритизированные породы; хлоритизированные и пелитизированные породы.

Подобное распределение продуктов гидротермально-метасоматических изменений соответствует сочетанию внутренней кварц-серицитовой и внешней аргиллизитовой зон с некоторым перекрытием друг друга. Проявления

калишпатизации весьма низкой интенсивности известны лишь на дальних флангах месторождения и связь их с формированием месторождения пока не ясна. Из других типов изменений на месторождении описаны флюоритизация, турмалинизация и ангидритизация — огипсование, относимые к позднерудным и пострудным процессам.

Основная масса руд месторождения локализована на Северо-Западном участке в пределах зоны преобразований площадью  $2700 \times 1500$  м в штоке гранодиорит-порфиров. Морфология рудного штока близка уплощенному опрокинутому конусу, однако это конусовидное в верхних частях разреза тело на глубине распадается на несколько трубообразных и воронкоподобных, далеко проникающих во внутренние зоны штока гранодиорит-порфиров. По отношению к последнему рудный штокверк отчетливо дисконформен; он пересекает контакты штока границами под встречными углами падения и не обнаруживает структурной подчиненности морфологии штока (рис. 22, 23).

Руды месторождения молибденово-медного состава; отношение меди к молибдену изменяется от 20 до 60. По данным Р. А. Хасина и др. [26], содержание меди в первичных рудах центральной части штока составляет 0,4—0,5 % с падением к флангам до

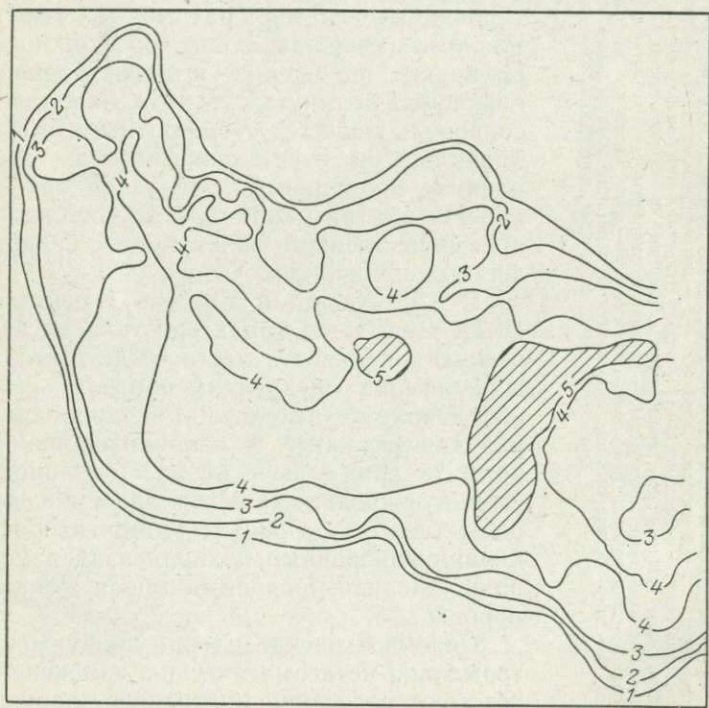


Рис. 22. Северо-западный участок месторождения Эрдэнтуин-Обо.

1—5 — изогипсы поверхности тела медных руд (от верхних горизонтов к нижним). Заштрихованы наиболее глубокие части рудного тела

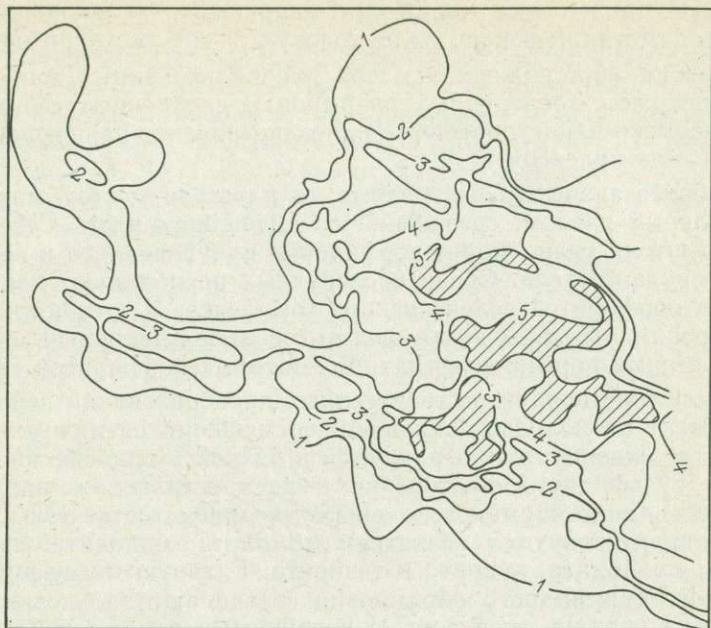


Рис. 23. Северо-западный участок месторождения Эрдэнтуин-Обо. Изогипсы поверхности тела молибденовых руд. Заштрихованы наиболее глубокие части рудного тела.

0,3—0,2 %. Краевые части штокверка относительно обогащены молибденом (до 0,02 %), а центральные — обеднены (0,01 % и менее). Коэффициент корреляции содержаний меди и молибдена составляет 0,37.

Первичные руды месторождения относительно просты по составу. Преобладающий в рудах пирит развит как самостоятельно, так и в ассоциации с другими сульфидами в виде вкрапленности в породах и включений в прожилках кварцевого выполнения. Такие же формы выделения характерны и для халькопирита. Мало распространенный на месторождении молибденит образует мономинеральные обособления в виде гнезд и примазок на плоскостях трещин, присутствует в ассоциации с кварцем в прожилках, входит в сростаниях с халькопиритом в заполнение халькопирит-кварцевых прожилков.

Редкий на месторождении магнетит — аксессуарный гранодиорит-порфиоров в значительной степени замещен гематитом, а местами лепидокрокитом. Еще более редки сфалерит, галенит и тетраэдрит, отмечаемые в кварц-пирит-халькопиритовых прожилках.

Б. А. Яковлев (1977 г.) отмечает принадлежность первичных руд месторождения к трем фазам минерализации, включающим от ранних к поздним следующие стадии: пирит-кварцевую, молиб-

денитовую, пиритовую, молибденит-кварцевую, халькопиритовую, кварц-полиметаллическую, халцедоновую и гипс-ангидритовую.

Строение месторождения и его минерализованных зон осложнено развитием послерудных разрывов и внедрением серни даек позднепермско-раннетриасового и поздне триасово-раннеюрских интрузивных комплексов.

Наиболее значительный разрыв на площади месторождения — Центральный разлом, срезающий со смещением часть Северо-Западного штока гранодиорит-порфиров и приуроченного к нему основного рудного тела. Среди послерудных преобладают дайки дацитовых порфиров селенгинского комплекса. К поздне триасово-раннеюрским отнесены некки фельзитов и фельзит-порфиров, дайки трахитовых порфиров и трахиандезитовых порфиров [26].

Размещение продуктов гипергенных преобразований первичных руд зависит от молодых блоков перемещений различных участков месторождения, что выражается в разной мощности зоны вторичного сульфидного обогащения и распространении продуктов окисления в виде карманов по зонам трещиноватости. Зоны гипергенеза характеризуются развитием лимонита, малахита, азурита, бирюзы, молибдита, куприта и тенорита. Главную массу руд зоны вторичного сульфидного обогащения составляют халькозин и ковеллин; на границе этой зоны с первичными рудами изредка отмечается борнит.

Коксайское месторождение (Южная Джунгария) располагается в пределах Южно-Джунгарского каменноугольного пояса, сформированного на силурийских и девонских отложениях. Одноименное рудное поле приурочено к выступу силурийских кремнистых и перекрывающих их карбонатных отложений, представляющих фрагмент моноклинали субширотного простирания, с крутым южным падением. В строении этого выступа участвуют допозднесилурийские жолкалдыкские плагиограниты. По данным А. А. Моссаковского (1973 г.), силурийское и досилурийское развитие региона характеризуется длительным существованием эвгеосинклинального режима.

Верхнедевонские отложения, предшествующие заложению вулканоплутонического пояса, представлены красноцветами и конгломератами, вероятно, фиксирующими обстановку длительно существовавшего поднятия эвгеосинклинальных комплексов и завершающих их кремнисто-терригенных образований.

Нижекаменноугольные отложения, сформированные от турне до намюра включительно, отличаются неоднородностью разреза и разнообразием фаций. Среди них развиты лавы дацитов и липаритов, кристалловитротуфы, игнимбритовидные туфы, лавы и туфы андезитового и андезит-дацитового состава. Вулканогенные породы переслаиваются с песчаниками, гравелитами, конгломератами. В основании среднекаменноугольного разреза развит устойчивый горизонт красноцветных конгломератов, которые перекрыты туфами, игнимбритами и лавами липаритового состава.

К каменноугольной вулканоплутонической ассоциации принадлежат интрузивные породы Коксайского гранодиоритового массива, с достаточной степенью условности относимые к раннекаменноугольным. Коксайское месторождение в процессе поисково-разведочных работ изучалось В. В. Данчевым, М. В. Кукарекой, В. К. Шульгой, А. И. Полетаевым, Б. В. Варнавских, В. И. Сычевым и др., а в последующем В. М. Шепелевым при участии автора и В. Б. Шишакова [3].

Месторождение приурочено к северному флангу Коксайского гранодиоритового массива, прорывающего выступ силурийских отложений и жолкалдыкские плагииграниты. С севера месторождение ограничивается крупным Коксайским надвигом, срезающим одноименный массив. Поперечные (северо-восточные и северо-западные) нарушения ограничивают месторождение с востока. На западе и северо-западе подовленная подвижками поверхность контакта массива полого погружается под вмещающие нижнекаменноугольные вулканогенные толщи.

В строении массива участвуют гранодиориты главной фазы, дайковый комплекс (гранодиорит-порфиры, плагиигранит-порфиры), брекчиевые тела и дайки габбро-диабазов, принадлежащие, вероятно, к самым поздним интрузивным образованиям месторождения.

Дайки порфировых пород образуют субширотный пояс, протягивающийся вдоль северного фланга массива гранодиоритов. На западном фланге месторождения этот пояс погружается так же, как и кровля массива, а на восточном выклинивается. Дайковый пояс образован серией параллельных тел устойчивого северного падения ( $70-80^\circ$ ), ветвящихся по восстанию и сливающихся по падению и склонению в линейные тела значительной мощности. Как в плане, так и в разрезах устанавливается сложное строение пояса, обусловленное ветвлением даек с существенными изменениями мощностей.

До настоящего времени не выяснены причины выклинивания дайкового пояса к востоку. Не исключается возможность того, что он погружается под значительными углами. В этом случае развитые тела и поля эксплозивных брекчий могут рассматриваться как верхние составляющие общей с дайковым поясом магматической системы. Однако срезание массива Коксайским разломом вблизи зон развития брекчий не позволяет установить их пространственные соотношения с породами дайкового пояса.

Распространение даек по вертикали ограничивается уровнем кровли массива гранодиоритов, что устанавливается на западном фланге месторождения. Однако в некоторых сечениях на северном фланге видно, что дайки, срезая часть мощности осадочной пачки, ограничиваются по восстанию разрывами, определяющими границу кровли массива гранодиоритов. За исключением единичных наблюдений на месторождении пока отсутствуют данные, свидетельствующие о прорыве дайковыми порфировыми породами вмещающих вулканогенных образований.

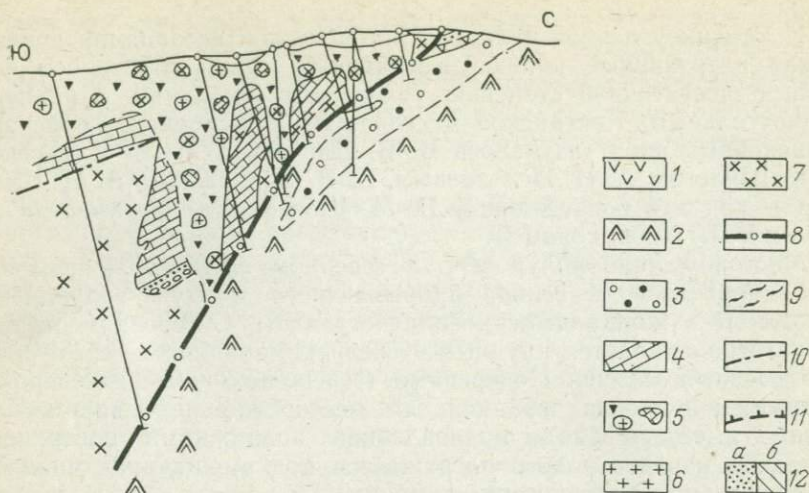


Рис. 24. Разрез XXIV Коксайского рудного поля. По материалам разных авторов [3].

1 — вулканы андезитового и андезит-дацитового состава; 2 — липарит-дацитовые порфиры; 3 — конгломераты; 4 — известняки; 5 — трубообразные брекчиевые тела; 6 — гранодиорит-порфиры; 7 — гранодиориты; 8 — Коксайский надвиг; 9 — зоны расланцевания; 10 — разрывные нарушения; 11 — контуры рудных тел; 12 — площади развития минеральных ассоциаций: а — халькопирит-пиритовой, б — молибденит-халькопирит-пиритовой

Эксплозивные брекчи, занимающие всю юго-восточную часть месторождения и выделявшиеся при геологосъемочных работах под названием «конгломератобрекчи», принадлежат к числу достаточно типичных для медно-порфировых месторождений образований. Эти брекчи образованы округлыми, реже окатанными или угловатыми обломками размером от 3—5 до 30—40 см, располагающимися в песчаном цементе, и иногда содержат глыбы до 5—10 м в поперечнике. Сортировка материала по крупности отсутствует. В обломках присутствуют гранодиориты, известняки, белые и розовые аплитовидные граниты, мелкозернистые граниты, серицитизированные гранодиориты с прожилками серого кварца и вкрапленностью сульфидов, темно-серые гранодиориты, розовые гранит-порфиры, обломки серого кварца с сульфидами. Песчаный цемент брекчий составляет 30—40 % объема пород, состоит преимущественно из обломков гранодиоритов при существенной роли обломков плагноклаза, кварца, роговой обманки и несет убогую сульфидную вкрапленность.

Как установлено в восточных профилях рудного поля (рис. 24), брекчи слагают тела сложной морфологии. Крутопадающие воронкообразно расширяющиеся кверху каналы широтного простирания, пересекающие гранодиориты и располагающиеся в их кровле силурийские известняки сочетаются с пологими составляющими, залегающими на известняках близсогласно с их напластованием. Именно этим пологим частям отвечают поля развития брекчий на современном эрозионном срезе.

Наиболее поздние на площади месторождения дайки габбро-диабазов, с одной стороны, подчинены северо-восточным направлениям, а с другой — наследуют ориентировку разрывов, развившихся на контакте гранодиоритов с вмещающими их вулканогенными образованиями. Эти данные свидетельствуют о существенном изменении структурного плана месторождения к периоду внедрения упомянутых даек.

Основные виды гидротермально-метасоматических преобразований — калишпатизация, хлоритизация, серицитизация и окварцевание.

Калишпатизация проявлена преимущественно вне минерализованных зон, в гранит-порфирах западного и в гранодиоритах восточного флангов месторождения. В зонах сульфидной минерализации калишпатизация развита лишь местами в качестве фона, на котором проявлены другие преобразования.

Наибольшей интенсивностью обладает хлоритизация, сопряженная с прожилково-сетчатым окварцеванием. Хлорит замещает цветные минералы и частично плагиоклаз в гранодиоритах, реже развивается в эндоконтактных частях даек. В гранодиоритах нередко зоны метасоматитов кварц-хлоритового состава, к которым приурочена относительно богатая вкрапленность халькопирита.

Серицитизация и окварцевание в пределах минерализованных зон охватывают как гранодиориты, так и дайковые породы. Мощность зон кварц-серицитовых изменений варьирует от первых метров до первых десятков метров при невыдержанности по падению и простиранию. В пределах таких зон отмечаются участки перетолженного серицита в виде разноориентированных полос мощностью 0,1—1 см.

На отдельных участках месторождения развиты кварцитовидные породы, образованные мелкозернистым агрегатом кварца с вкрапленностью сульфидов. Эти метасоматиты граничат как с зонами кварц-серицитовых и кварц-хлоритовых преобразований, так и с неизмененными гранодиоритами.

Все типы преобразований, за исключением калишпатизации, проявлены с наибольшей интенсивностью в пределах дайкового пояса, где происходит частая перемежаемость зон метасоматитов различного состава. Вследствие этого в масштабах месторождения отсутствует отчетливо выраженная зональность по составу метасоматитов. Можно отметить лишь нечеткую зональность по интенсивности изменений, возрастающей от южного фланга месторождения к дайковому поясу.

Рудные тела Коксайского месторождения представляют собой зоны прожилково-вкрапленной медной минерализации, оконтуриваемые по данным опробования. Минерализация сосредоточена в северной и северо-западной частях гранодиоритового массива в пределах дайкового пояса. Как конкретные минерализованные зоны, так и вся их совокупность залегают согласно с породами дайкового пояса и так же, как и последний, круто падают к северу, склоняются к западу и выклиниваются к востоку.

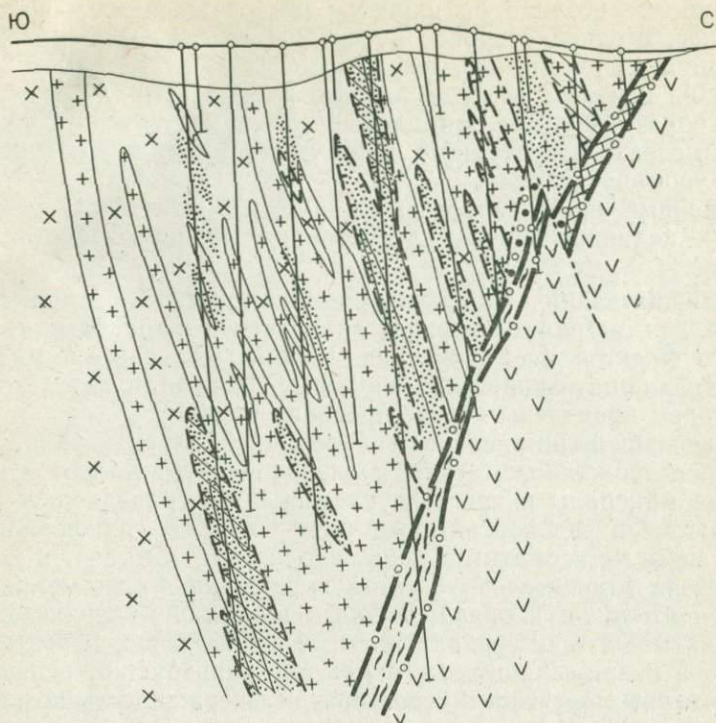


Рис. 25. Разрез Коксайского месторождения. См. обозн. на рис. 24.

Анализ распределения концентраций меди, проведенный в сопоставлении с геологическим строением месторождения, позволил установить отчетливо выраженную зависимость расположения минерализованных зон и размещения концентраций меди от строения и мощностей даек, степени их сближенности и положения относительно участков сопряжений одиночных даек с основной (стволовой) частью тела порфириновых пород.

Практически каждой отдельной дайке, отходящей от стволового тела, отвечает конкретная зона минерализации в виде чехла, повторяющего форму дайки во вмещающих гранодиоритах на некотором удалении от контактов дайки и ее верхнего выклинивания. Сами дайки охвачены оруденением лишь в эндоконтактах (рис. 25).

Сближенное расположение отдельных зон минерализации обуславливает частичное их слияние, линейно-полосчатый характер распределения концентраций меди. В соответствии с совпадением формы рудных зон и даек на некоторых участках месторождения отмечается ветвление минерализованных зон по восстанию и по простиранию. При этом наибольшие по объему и концентрациям меди минерализованные зоны приурочены к участкам развития сближенных даек.

Дайки и минерализованные зоны срезаются с севера Коксайским разломом, по которому Южный блок рудного поля надвинут на Северный. Разлом представлен зоной повышенной трещиноватости, охватывающей породы обоих граничащих блоков и содержащей милониты мощностью до 20 м. В пределах зоны разлома часты блоки чужеродных пород — силурийских известняков, гранит-порфиров, конгломератов фаменского либо каменноугольного возраста, что может рассматриваться как отражение сложной истории развития перемещений и значительной их амплитуды. Последняя не поддается точному определению, но, исходя из мощностей соприкасающихся по Коксайскому разлому девонских и разных частей разреза каменноугольных образований, может быть оценена 500—1000 м.

Минерализованные зоны месторождения представляют собой совокупность линейно расположенных штокверков, образованных сульфидно-кварцевыми и халькопирит-пиритовыми прожилками, которые сопровождаются сульфидной вкрапленностью.

Основные рудообразующие минералы: пирит, халькопирит, магнетит, гематит и редкий молибденит; в единичных случаях отмечаются сфалерит и галенит.

Эти минералы принадлежат к трем комплексам, отличающимся по позиции, формам выделения и принадлежности к той или иной минеральной ассоциации.

В первый комплекс входят: пирит-I, молибденит-I и магнетит, рассеянные в гранодиоритах (в ряде случаев магнетит замещается гематитом); второй составляют пирит-II и халькопирит-I, которые принадлежат к халькопирит-пиритовой рудной ассоциации; третий представлен пиритом-III, халькопиритом-II и молибденитом-II (молибденит-халькопирит-пиритовая рудная ассоциация).

Зоны распространения минеральных ассоциаций значительно шире промышленных контуров оруденения и часто выходят за их пределы на 50 м и более. Халькопирит-пиритовая ассоциация тяготеет к висячему боку рудных тел, не выходя далеко за их контуры; она распространена значительно меньше, чем молибденит-халькопирит-пиритовая, которая развита в существенно большем объеме. Наибольшая доля меди (и молибдена) связана с третьей (молибденит-халькопирит-пиритовой) ассоциацией. При общей наложенности молибденит-халькопирит-пиритовой ассоциации на халькопирит-пиритовую устанавливается преимущественная приуроченность первой из них к висячему, а второй — к лежащему боку минерализованных зон.

Коксайское месторождение, характеризующее условия локализации оруденения в эпизевгосинклинальных вулканоплутонических поясах, представляет собой сравнительно мало распространенный случай связи минерализации с серией линейно-расположенных порфировых даек.

Месторождения Алмалыкского района (Кураминская зона Западного Тянь-Шаня). Медно-порфировые месторождения Алмалыкского рудного района охарактеризованы в

ряде работ, базирующихся на исследованиях С. Т. Бадалова, В. Ф. Викторова, В. Г. Гарьковца, И. М. Голованова, В. Ю. Деды, Р. А. Мусина, А. Т. Рахубенкова и др. Наиболее полные описания этих объектов содержатся в монографии коллектива авторов [11] и в работе И. М. Голованова [6], посвященной меднорудным формациям Западного Тянь-Шаня и учитывающей комплекс новейших данных.

Отнесение Алмалыкского узла месторождений к районам эпизеоинклинального типа несколько условно, поскольку в строении основания вулканоплутонического пояса принимают участие как эпизеоинклинальные комплексы, так и перекрывающие их мощные миеоинклинальные терригенные и терригенно-карбонатные толщи.

Разрез основания пояса открывается ордовикско-силурийскими отложениями, которые представлены метаморфизованными глинисто-песчаными толщами с включениями зеленокаменно-измененных пород. Эти образования рассматриваются как продукты начального развития краевых прогибов, содержащих базальтоидные формации [11], и, вероятно, близки к комплексам терригенных эпизеоинклиналей (по Г. А. Твалчрелидзе). Вулканогенные толщи раннего девона отличаются натровым профилем. Они включают андезиты, андезито-дациты, кварцевые порфиры, принадлежащие к гомодромному ряду, хотя И. М. Голованов [6] относит их к контрастной формации.

Раннеживетские аркозы и конгломераты могут рассматриваться как признаки перехода области к иному режиму развития. Мощные терригенно-карбонатные и карбонатные толщи среднего девона — визе непосредственно предшествуют становлению вулканоплутонического пояса, формирующегося от конца раннего карбона до ранней перми включительно.

Среди вулканогенных образований этого пояса И. М. Голованов [6] выделяет липаритовую, трахиандезит-дацитовую и трахиандезитовую формации.

Интрузивные образования района, с которыми ассоциирует медно-порфировое оруденение, представлены диоритами, сиенитдиоритами и гранодиорит-порфирами. Возраст этих пород определяется по-разному: как средне-позднекаменноугольный [11] и как ранне-позднекаменноугольный [6]. В любом случае данные интрузии близки по времени к периоду накопления андезитовидных вулканитов Кураминского пояса, что может служить основанием для выделения продуктивной ранне-позднекаменноугольной (?) вулканоплутонической ассоциации.

В медно-порфировых месторождениях Алмалыка И. М. Голованов выделяет четыре минеральных типа с различными содержаниями меди и молибдена:

- пирит-халькопиритовый (Cu/Mo от 400 до 1000);
- молибденит-халькопиритовый (Cu/Mo от 50—100 до 500—1000);

- халькопирит-молибденитовый (Cu/Mo от 5—10 до 50—100);
- молибденитовый (Cu/Mo от 0,2—1 до 20—100).

Эти минеральные типы по представлениям И. М. Голованова [6] занимают различное положение относительно порфировых тел, чем определяется как рудная зональность района, так и входящих в него месторождений.

Все медно-порфировые месторождения Алмалыка характеризуются приуроченностью к штокам и удлиненным штокообразным телам гранодиорит-порфиров, прорывающим сиенит-диориты, а местами и заключенные в них крупные ксенолиты (провесы кровли) раннедевонских эффузивных кварцевых порфиров. Месторождения различаются по глубине эрозионного среза: на Кальмакыре она максимальна, на Сарычеку существенно меньше.

Обобщение материалов Алмалыкской ГРЭ и результатов исследований А. Т. Рахубенкова, выполненное автором совместно с В. Б. Шишаковым и И. М. Юдиным, показывает, что штоки гранодиорит-порфиров Алмалыка, по-видимому, представляют собой выступы единого на глубине массива. В размещении штоков решающая роль принадлежит древним структурам субширотного и север-северо-западного простирания. Субширотному направлению подчинена часть штоков Дальнего и апофизы Кальмакырского штока. Север-северо-западное — фиксировано штоком месторождения Северо-Западный Балыкты и основной частью Кальмакырского штока. Первое направление использовано Кальмакырским, Карабулакским и серией других разломов, определяющих блоковое строение района и рудного поля и смещающих как штоки, так и рудные тела.

Гидротермально-метасоматические изменения на месторождениях района изучены С. Т. Бадаловым, В. Ф. Викторовым, И. М. Головановым и другими исследователями [11] и рассматриваются на примере месторождения Кальмакыр.

На этом месторождении центральные части неизмененных гранодиорит-порфиров по вертикали и латерали сменяются кварц-серпичитовой зоной, во внешних частях которой появляются хлорит и биотит. Для внешней зоны характерно развитие амфибола, биотита, альбита, калишпата, эпидота и хлорита. Во всех зонах отмечается присутствие турмалина. Следует подчеркнуть, что серицит-кварцевая зона развита в сиенит-диоритах, которые, вероятно, представляют собой продукт более ранней калишпатизации диоритов [11]. Это предположение подтверждается ярко выраженной приуроченностью сиенит-диоритов (т. е. зон калишпатизации) к штокам гранодиорит-порфиров (рис. 26).

Рудные тела месторождений Алмалык, как и на других объектах, представляют собой зоны прожилково-вкрапленной минерализации. И. М. Голованов отмечает, что в вертикальных разрезах месторождений прожилковые руды с подчиненной вкрапленностью сменяются с глубиной прожилково-вкрапленными, а затем вкрапленными с редкими прожилками.

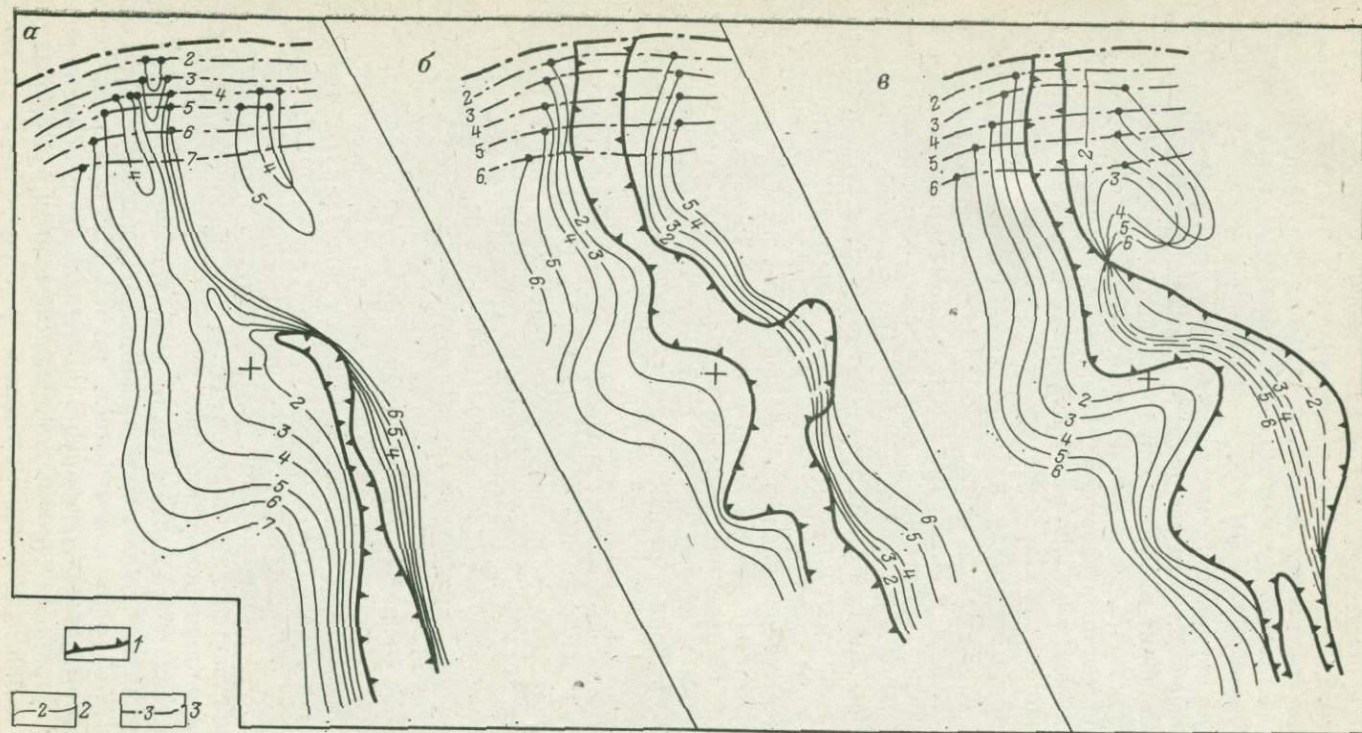


Рис. 26. Морфология штока гранодиорит-порфиров (а), сиенит-диоритов (б) и рудного тела (в) участка Северо-Западный Балыкты Алмалыкского рудного поля.

1 — границы выходов; 2 — поверхности тел гранодиорит-порфиров, сиенит-диоритов и рудного штока в изогонсах от верхних горизонтов к нижним; 3 — поверхность разлома в изогонсах

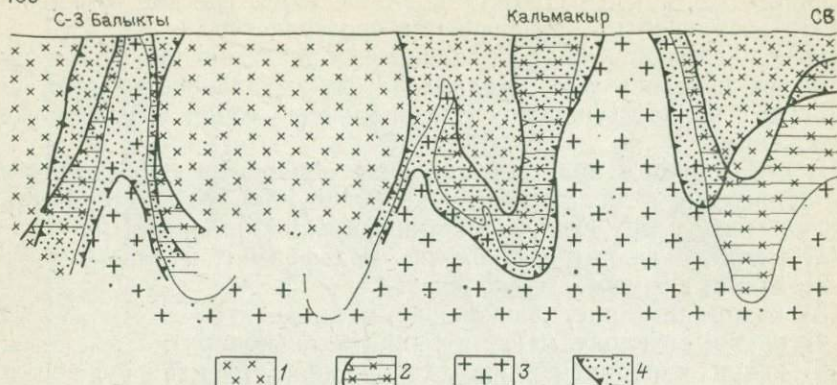


Рис. 27. Схематический разрез Алмалыкского рудного поля.

1 — диориты; 2 — сиенит-диориты (калишпатизированные диориты); 3 — гранодиорит-порфиры; 4 — рудные тела и их границы

Месторождения Алмалыкского района — это пример отчетливо выраженной подчиненности минерализованных зон штокам гранодиорит-порфиров, конформности рудных тел и штоков, что отмечается всеми исследователями. Рудные тела образуют «чехлы» вокруг штоков, частично распространяясь в их внутренние зоны, и по форме близки классическим для объектов этого типа конусовидным телам и уплощенным чашам. Эти соотношения показаны на рис. 26 и 27.

Рассмотренной зональности не подчинено развитие ангидрита, распространенного, по данным С. Т. Бадалова, на глубине 200—300 м, а выше замещенного гипсом [10]. За пределами месторождения известны алунит-диаспоровые вторичные кварциты.

Минералогия руд месторождений Алмалыкского района детально описана, результаты исследований подробно рассмотрены в монографическом описании района [11] и в книге И. М. Голованова [6].

Из известных 40 рудных минералов наиболее распространены пирит и халькопирит. Менее развиты молибденит, сфалерит, галенит, пирротин и блеклые руды. Отношение пирита к халькопириту в рудах Кальмакыра составляет от 2,5:1 до 3,4:1, а отношение пирит — халькопирит — молибденит — 1000:200:1. Молибденит имеет высокое содержание рения. Часто встречающийся магнетит принадлежит к характерным для месторождения аксессуарам и продуктам преобразования рудовмещающих пород.

И. М. Голованов [6] в этапе сульфидного рудообразования медно-порфировых месторождений Алмалыка выделяет парагенезисы: кварц-магнетитовый, кварц-пирит-молибденит-халькопиритовый, кварц-карбонатно-полисульфидный и карбонатно-баритовый, представляющий послерудную стадию. Минералы этих парагенезисов

зисов так же, как и гидротермально-метасоматические изменения, имеют зональное распределение в пространстве.

И. М. Голованов по преобладающему развитию минералов снизу вверх выделяет зоны: молибденитовую, халькопиритовую, пиритовую и полисульфидную. Эта зональность имеет и латеральное выражение.

В более общем виде вертикальная зональность Алмалыкских месторождений в диапазоне глубин более 1000 м характеризуется сменой снизу вверх следующих минеральных наборов [6]:

- 1) кварц, ангидрит, молибденит, вольфрамит, шеелит;
- 2) кварц, ангидрит, молибденит;
- 3) кварц, ангидрит, халькопирит, молибденит;
- 4) кварц, ангидрит, магнетит, пирит, халькопирит;
- 5) кварц, карбонаты, пирит, халькопирит, блеклая руда, галенит, сфалерит, теллуриды;
- 6) карбонаты, цеолиты, гематит;
- 7) барит, кальцит.

Эту зональность С. Т. Бадалов рассматривает как фаціальную одностадийного минералообразования, а И. М. Голованов объясняет ее как следствие многостадийного последовательно-прерывистого поступления минералообразующих растворов.

Исследователи Алмалыкского района (С. Т. Бадалов, В. И. Виноградов, И. М. Голованов, и др.) подчеркивают отчетливо выраженную геохимическую специализацию пород вулканоплутонического пояса и подстилающих его вулканогенных толщ на медь. Это обстоятельство так же, как и широкое развитие в субстрате пояса сульфатсодержащих отложений, приводит исследователей к выводу о значительной роли вмещающих пород в качестве источника основных компонентов при рудообразовании [12], что находится в соответствии с общей зависимостью основных черт медно-порфировых месторождений от состава субстрата вулканоплутонических поясов.

#### МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ (ОСТРОВОДУЖНЫХ) РАЙОНОВ

Месторождение Пангуна (о. Бугенвиль, Папуа — Новая Гвинея) располагается в вулканоплутоническом поясе дуги Соломоновых островов. Наиболее древние вулканогенные образования представлены на месторождении туфами и лавами андезитового состава группы Пангуна, возраст которой оценивается в 4—5 млн. лет. Эти вулканы прорваны массивом кварцевых диоритов Каверонг (абс. возраст  $3,4 \pm 0,3$  млн. лет), переходящих в биотитовые диориты (рис. 28). С формированием диоритов Дж. Балдуин и др. [30] связывает образование основного объема руд месторождения. Следующие по времени внедрения биотитовые градиориты, как и более поздние лейкократовые кварцевые диориты, несут перераспределенную медную минерализацию низкой интенсивности (до 0,23 % меди против 0,5—1 % во вмещающих дио-

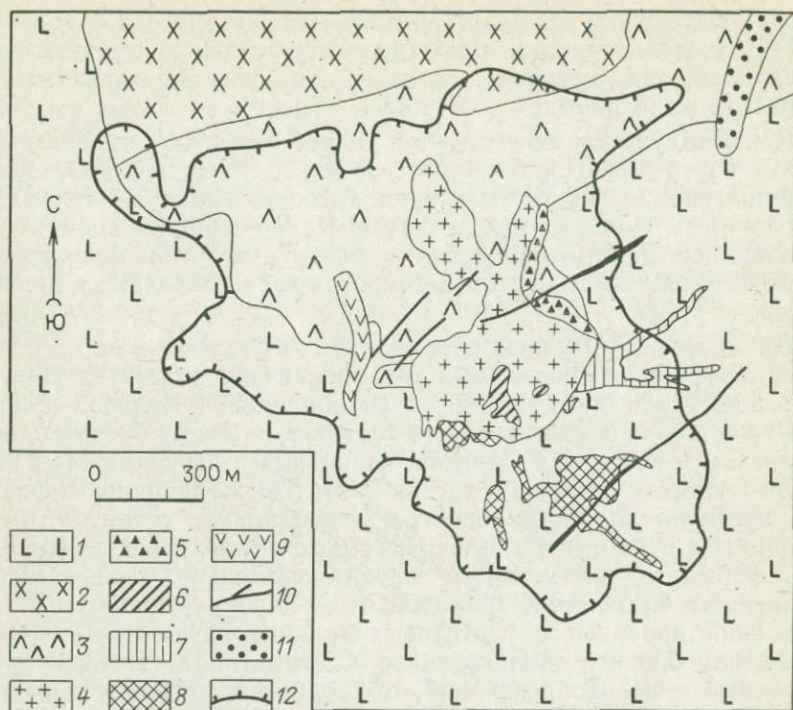


Рис. 28. Геологическое строение месторождения Пангуна, о. Бугенвиль, Папуа — Новая Гвинея. По С. Истоу [30].

1 — андезиты Пангуна; 2 — кварцевые диориты Каверунг; 3 — биотитовые диориты; 4 — биотитовые гранодиориты; 5 — интрузивные брекчии; 6 — кварц-полювошлатовые порфиры; 7 — диориты; 8 — лейкократовые кварцевые диориты; 9 — гранодиориты Биуро; 10 — валунчатые дайки; 11 — андезиты Наутанго; 12 — внешний контур медной минерализации (>0,3 % меди)

ритах Каверонг). Наиболее поздний шток гранодиоритов Биуро, хотя и содержит в трещинах эндоконтактовой зоны пирит и халькопирит, является послерудным. Эксплуатационным карьером вскрыто несколько брекчиевых тел различного возраста и типа. Большинство из них развито в краевых частях штока биотитовых гранодиоритов. Здесь выделяются обвальные брекчии, сложенные обломками андезитов, биотитовых диоритов и биотитовых гранодиоритов. В этих брекчиях проявлены биотитизация, хлоритизация, слабая калишпатизация; они содержат халькопирит и борнит в обломках пород и в цементе, содержание меди 0,73—0,77 %. Интрузивные брекчии при этом же составе обломков хлоритизированы и биотитизированы. В цементе брекчий развиты вкрапленность и гнезда халькопирита, борнита, магнетита, редко пирита. Содержание меди в этих телах достигает 0,80—1,21 % [30].

В пределах месторождения располагается серия дочетвертичных валунчатых даек, пересекающих все разности пород. Послерудные вулканы (жерловина неизмененных роговообманковых анде-

зитов) отнесены к группе Наутанго (абс. возраст 1,1—1,6 млн. лет). Значительная часть площади месторождения перекрыта четвертичными аллювиальными отложениями и вулканическими пеплами того же возраста.

Дж. Балдуин среди продуктов гидротермальных изменений выделяет внутреннюю зону биотитизации с участками наложения калишпатизации и внешнюю, пропилитовую зону с широко развитым пиритом и находками цеолитов. Кварц-серицит-каолинит-хлоритовая ассоциация отмечается в биотитовых гранодиоритах, а кварц-актинолит-магнетитовая сопровождает кварцевые диориты Каверонг.

Дж. Фордом [30] продукты изменений разделены на несколько типов. Амфибол-магнетитовый тип проявлен в андезитах Пангуна и предшествует биотитизации и окварцеванию. Калиево-силикатные изменения, представленные главным образом биотитизацией, проявлены в андезитах Пангуна, кварцевых и лейкократовых кварцевых диоритах и краевых частях биотитовых гранодиоритов. Биотит, частично хлоритизированный, ассоциирует с магнетитом и ангидритом и иногда развит совместно с калиевым полевым шпатом, формирование которого предположительно связывается с внедрением биотитовых гранодиоритов. Хлорит-серицитовый тип изменений проявлен в биотитовых гранодиоритах как результат замещения биотита и плагиоклаза. С этим типом связан и аргиллизитовый тип преобразований. К продуктам пропилитового типа изменений отнесены ассоциации с кальцитом, хлоритом, эпидотом, альбитом и пиритом, развитые вокруг зоны биотитизации в андезитах Пангуна и кварцевых диоритах Каверонг.

Промышленные руды (по бортовому содержанию 0,3 % меди) располагаются в пределах зоны биотитизации. Зона хлорит-серицитовых и аргиллизитовых изменений биотитовых гранодиоритов образует «окна» в рудном теле.

Общее содержание сульфидов в измененных породах 1—4 %; зона медной минерализации окружена ореолом пирита, содержание его 2—3 %. Основной минерал руд — халькопирит. На отдельных участках, вблизи лейкократовых кварцевых диоритов и биотитовых гранодиоритов развит борнит. Редкие сфалерит и галенит отмечаются в трещинных структурах во всех типах пород. Золото неравномерно распределено в халькопирите, но обнаруживает высокие концентрации в борните (300—500 г/т в монофракциях).

Руды месторождения характеризуются повышенным содержанием магнетита (в среднем 2,7 %), особенно обильного (до 7—10 %) вблизи лейкократовых кварцевых диоритов и биотитовых гранодиоритов, в которых известны максимальные концентрации молибдена (72—80 г/т против 33 г/т в андезитах Пангуна). Молибденит встречен в кварцевых жилах, связанных с лейкократовыми кварцевыми диоритами.

В контуре рудного тела 60 % приходится на долю андезитов Пангуна. Большая часть сульфидов связана с кварцевыми про-

жилками. Отмечается существенное снижение содержаний меди с уменьшением насыщенности пород прожилками кварца.

По итогам изучения газовой-жидких включений С. Истоу [37] выделяет три фазы минерализации. Ранняя фаза А связывается с кварцевыми диоритами Каверонг и характеризуется температурами 450—490 °С. Фаза В проявлена после внедрения лейкократовых кварцевых диоритов при температурах между 390 и 490 °С. Фаза С с температурами более 570 °С отнесена ко времени становления гранодиоритов Биуро. Предполагается, что формирование месторождения связано с развитием бифлюидной системы, достигающей равновесия с вмещающей силикатной средой.

Месторождение Маркоппер (о. Мариндук, Филиппины) — достаточно типичный представитель филиппинских медно-порфирировых месторождений, характеризующихся приуроченностью к островодужным вулканоплутоническим ассоциациям базальтоидной серии. Запасы этого месторождения 102 млн. т руды, содержащей в среднем 0,58 % меди при бортовом 0,4 %. Концентрации молибденита не превышают 0,001 %, хотя на отдельных участках достигают 0,005 %. Содержания золота и серебра в рудах, переработанных за 1969—1974 гг., составляют в извлекаемом выражении около 0,23 и 0,81 г/т, а в первичных рудах 0,3 и 1,5 г/т соответственно [9, 37].

Геологическая позиция и строение месторождения наиболее подробно рассмотрены в работе А. Лоудона [37], учитывающей материалы предшествовавших исследований.

Наиболее древние породы о. Мариндук принадлежат к поздне-меловому эвгеосинклинальному комплексу, образованному лавами основного состава, переслаиваемыми с подчиненными глинистыми и граувакковыми отложениями. Эти породы слагают основание эоценовой группы Тумикоб, сложенной лавами и туфами андезитового и дацитового состава с прослоями известняков. Выше лежащая олигоценовая формация Сан Антонио объединяет преобладающие пирокластические и менее распространенные лавовые фации андезитов, редкие горизонты карбонатных отложений. К нижнему миоцену отнесены известняки и терригенные отложения с включениями вулканогенного материала.

Среднемиоценовые интрузивные тела андезитового и диоритового состава, включающие наиболее крупный шток Махинхин, завершают базальтоидный вулканизм острова и могут рассматриваться как составляющие эоцен-среднемиоценовой вулканоплутонической ассоциации.

Минерализованные зоны месторождения Маркоппер приурочены к флангу массива Махинхин, прорывающему породы группы Тумикоб и формации Сан Антонио. На площади месторождения в группе Тумикоб осадочные породы резко преобладают над вулканогенными, имеющими более широкое развитие в других частях острова, вероятно, вне положительных структур древнего заложения. На локальных участках породы этой группы скарнированы.

Массив Махинхин размером 15×15 км сложен среднезернистыми кварц-биотитовыми диоритами, среди которых на юго-восточном фланге, где проявлена рудная минерализация, развиты кварцевые диориты, переходящие в гранодиориты, мелкие штоки кварцевых диоритовых порфириров и гранодиорит-порфириров, поздние дайки диоритов и андезитов.

А. Лоудон подчеркивает приуроченность метасоматических изменений и сульфидной минерализации к участку массива с многофазным строением и нахождение месторождения вблизи кровли массива, насыщенной ксенолитами вмещающих пород.

Пространственное положение зоны рудной минерализации и ее конфигурация в плане не обнаруживают зависимости от каких-либо отчетливо выраженных структурных элементов. Эта зона удлинена в субмеридиональном направлении и в первом приближении согласна с ориентировкой одной из апофиз массива. В то же время границы метасоматических изменений и рудного тела пересекают тело массива и его контакты.

Среди гидротермальных изменений, проявленных в массиве и во вмещающих породах, А. Лоудон выделяет калиевую, филлизитовую и пропилитовую зоны, сменяющие друг друга от центра к периферии месторождения, и аргиллизацию, оконтуренную на нескольких участках без подчинения общей зональности.

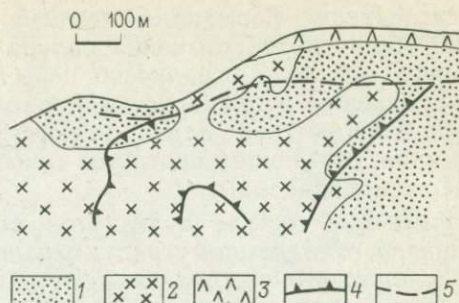
Зона калиевых изменений маркируется развитием вторичного биотита по роговой обманке, и калиевого полевого шпата, образующего мелкие прожилки и оторочки в зальбандах кварцевых прожилков. Калиевый полевой шпат присутствует и в других зонах, так что положение этого минерала в метасоматической зональности неоднозначно. Филлизитовая зона объединяет окварцованные и серицитизированные породы. Кварц в виде прожилков, число которых увеличивается в калиевой зоне, сопровождается серицитом и сульфидами. Серицит замещает плагиоклаз и нередко ассоциирует с хлоритом, развитым по темноцветным. Пропилитизированные породы отличаются широким развитием эпидота в ассоциации с хлоритом, кальцитом и пиритом. Аргиллизация проявлена на границе между филлизитовой и пропилитовой зонами. В нижних частях месторождения установлены кальцит-гипсовые жилы и прожилки, сформированные после метасоматических зон [38].

Рудное тело, оконтуренное по содержанию меди более 0,25 %, имеет в плане форму двух слившихся эллипсов. В поперечных сечениях видно, что оно подчинено апофизам массива, в том числе и слепым, но с глубиной во внутренних частях массива расщепляется на две воронкообразные составляющие (рис. 29). Эта дисконформность рудного тела относительно массива необъяснима.

Отношение главных рудных минералов — пирита и халькопирита в среднем составляет 2:1 при увеличении в сторону пропилитовой зоны, в которой содержание пирита возрастает до 5—

Рис. 29. Разрез месторождения Маркоппер (Филиппины). По А. Лоудону [30].

1 — осадочные породы эоцена; 2 — апофиза массива Махинхин; 3 — андезитовые лавы и туфы плейстоцена; 4 — контур первичных руд по содержанию  $\text{Cu} > 0,25\%$ ; 5 — граница зоны вторичного сульфидного обогащения



10%. Эти сульфиды выполняют прожилки в ассоциации с кварцем и образуют вкрапленность в псевдоморфозах по первичным темноцветным минералам. Широко распространен магнетит (до 1% в массиве и несколько процентов во вмещающих породах), иногда сопровождающийся спекуляритом. В малых количествах гипогенные руды содержат борнит, ковеллин, халькозин, сфалерит, галенит и молибденит. В зоне гипергенных изменений развиты малахит, азурит, хризоколла, куприт, халькозин, самородная медь. Отмечаются также тенорит, антлерит, халькантит.

В формировании месторождения А. Лоудон выделяет следующие главные этапы:

- 1) внедрение порфировых интрузивов в зону предрудного брекчирования;
- 2) формирование антиклинали и разрывных нарушений, использованных при внедрении массива;
- 3) поступление магматогенных флюидов в ослабленную зону с возникновением конвекционной системы и вовлечением в циркуляцию подземных вод;
- 4) внедрение поздне- и пострудных даек;
- 5) частичная эрозия месторождения, гипергенные изменения руд и перекрытие их вулканитами современной группы Тапиан.

Салаватское месторождение (Южный Урал) прожилково-вкрапленных медных руд принадлежит к числу немногих сравнительно хорошо изученных уральских объектов медно-порфирового типа. Его строение описано Б. Д. Магадеевым (1972 г.) и др., чьи работы дополнены исследованиями О. В. Мининной и А. И. Кривцова.

Месторождение расположено в пределах Ирландской структурно-формационной зоны, образующей внешнюю, барьерную часть позднесилурийско-эйфельской Западно-Магнитогорской островной дуги. В структурном отношении эта зона представляет собой слабо деформированный аккумулятивный хребет, состоящий из цепи вулканов центрального типа. Вулканогенные толщи, лежащие в зоне, принадлежат базальт-андезит-базальтовой формации, в которой резко преобладают пирокластические фации. Вре-

мя становления формации, имеющей мощность около 5 км, охватывает промежуток от конца силура — начала девона до начала позднего эйфеля и ограничено перестройками, предшествовавшими накоплению вулканогенных молассов доживета. Породы формации залегают на лавах недифференцированной базальтовой формации, слагающих прогнутое основание биклиальной структуры Ирландской зоны.

Изменение состава вулканитов данной формации во времени подчинено гомодромному ряду: ограниченно развитые туфы и лавы базальтового состава сменяются господствующей пирокластической андезит-базальтового состава, накопление которой завершается появлением туфов и лав андезитового, а участками — андезит-дацитового состава. В отдельных блоках зоны этот ряд проявлен дважды (разделен периодом накопления продуктов перемыва вулканогенных пород — туфогенные песчаники, туфогравелиты, туфопесчаники).

В тесной пространственной связи с вулканитами базальт-андезит-базальтовой формации находятся интрузивные массивы, образованные габбро, кварцевыми габбро, габбро-диоритами, диоритами, кварцевыми диоритами. Время внедрения этих массивов оценивается как предживетское. Они завершают базальт-андезит-базальтовую формацию и образуют вместе с ними вулcano-плутоническую ассоциацию, отвечающую позднегеосинклинальной стадии развития Западно-Магнитогорской эвгеосинклинали.

Ирландская структурно-формационная зона принадлежит к базальтоидному вулканическому поясу Южного Урала и характеризуется вулcano-плутонической ассоциацией, не имеющей аналогов в смежных зонах. Среди последних выделяются внутренние, образованные вулканитами колчеданоносных контрастной и непрерывной формаций, и тыльные, сложенные лавами однородной (недифференцированной) базальтовой формации.

Салаватское месторождение приурочено к небольшому массиву диоритового состава, удлиненному в соответствии с общим простиранием зоны в субмеридиальном направлении.

Основной объем массива занят кварц-рогообманково-плагноклазовыми диоритами, которые расчленены серией даек кварц-рогообманково-плагноклазовых диоритовых порфиритов мощностью 20—100 м и следующих параллельно контактам массива с теми же углами падения к западу (60—70°) и небольшими перегибами вблизи выходов на поверхность. Обе эти разности пород испытали гидротермально-метасоматические изменения и несут сульфидную минерализацию в отличие от даек дацитовых порфиритов, секущих контакты массива. К числу наиболее поздних образований на месторождении принадлежат кварцевые габбро, слагающие протяженное мощное дайкообразное тело, которое разделяет диоритовый массив на две части (рис. 30).

Гидротермально-метасоматические изменения проявлены в породах массива и вмещающих вулканогенных толщах (туфы и аг-

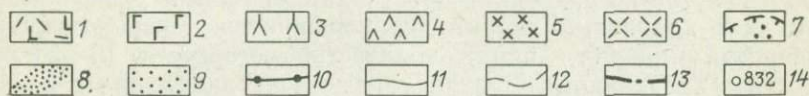
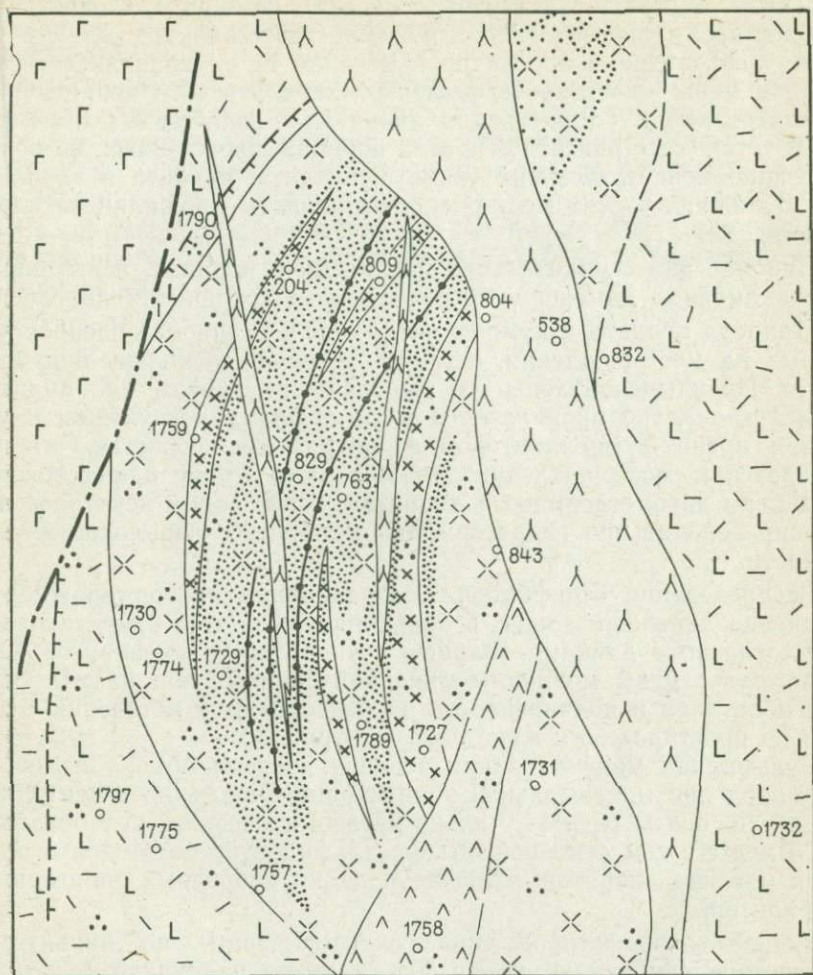


Рис. 30. Схема строения верхнего горизонта Салаватского месторождения.

Вулканогенные образования: 1 — ранне-среднедевонская базальт-андезит-базальтовая формация (туфы андезит-базальтовых порфиритов); 2 — позднесилурийская контрастная формация (основные лавы с прослоями вулканомиктовых пород). Интрузивные образования: 3 — кварцевые габбро-диориты, 4 — кварц-плагиоклазовые липарит-дацитовые и дацитовые порфириты, 5 — то же, во внесмасштабном изображении, 6 — кварц-рогообманково-плагиоклазовые диоритовые порфириты, 7 — плагиоклазовые и рогообманково-плагиоклазовые диоритовые порфириты; 8 — поля развития метасоматических изменений (серцитизация, хлоритизация, окварцевание, пумпеллитизация, пиритизация); 9 — обобщенные границы рудной зоны по принятому бортовому содержанию  $\text{Cu}$ ; 10 — то же, предполагаемые; 11 — установленные геологические границы; 12 — предполагаемые границы; 13 — разрывные нарушения; 14 — скважины

ломераты андезит-базальтового состава) ближних экзоконтактовых зон преимущественно со стороны висячего блока.

В распределении продуктов изменений не устанавливается более или менее отчетливо выраженной зональности. Окварцевание, серицитизация и хлоритизация диоритов и диоритовых порфириров сочетаются с развитием в этих породах подчиненных, но почти постоянно присутствующих эпидота, пренита, альбита и карбонатов. В нижних частях месторождения развиты прожилки ангидрита и гипса.

Вне массива серицитизация проявлена в породах, испытавших зеленокаменные изменения при частичном сохранении пироксена.

Природа пренита и пумпеллита, довольно широко распространенных на месторождении, остается неясной, поскольку в других частях Ирландской зоны эти минералы выступают как индикаторы регионально проявленного метаморфизма погружения в условиях пренит-пумпеллитовой фации. Не исключается, что на Салаватском месторождении эти минералы могут принадлежать продуктам автометасоматоза диоритов, испытавшим некоторое перераспределение при гидротермальном процессе невысокой интенсивности.

Распределение сульфидной минерализации на месторождении подчинено линейным зонам, в большинстве случаев ориентированным согласно с дайками кварцевых диоритовых порфириров. Отмечаются раздувы мощности минерализованных зон на участках перегибов даек и подчиненность их разворотам и ветвлению этих даек по простиранию и восстанию (см. рис. 30).

Сульфидная минерализация развита во всем объеме измененных пород при максимальной концентрации примерно в центральной части зоны гидротермально-метасоматических преобразований. Вместе с тем основной объем сульфидов сосредоточен в пределах массива диоритов, включая и дайки кварцевых диоритовых порфириров.

Рудное тело месторождения, оконтуриваемое по принятому бортовому содержанию, имеет форму круто падающей к западу слабо изогнутой по падению и простиранию пластины, конформной серии даек кварцевых диоритовых порфириров. Господствующий сульфидный минерал — пирит, количество которого в 10—20 раз превышает халькопирит. В рудах отмечаются аксессуарные магнетит, ильменит, рутил и гематит, крайне редко встречаются тонкие включения и пленки молибденита. Столь же мало распространены сфалерит, галенит, теннантит, борнит. В приповерхностных частях месторождения установлены халькозин, ковеллин, гётит и гидрогётит.

Преобладающая форма обособления пирита и халькопирита — тонкая и мелкогнездовая вкрапленность, нередко приуроченная к хлориту, замещающему темноцветные минералы. Меньшая часть сульфидов связана с маломощными прожилками, среди которых по ведущему заполнению выделяются пиритовые, кварцевые,

кварц-эпидотовые и более редкие кварц-альбитовые. Содержания молибдена на отдельных участках месторождения достигают 0,002 % [9].

Положение оруденения в истории становления интрузивного комплекса определяется из наложения сульфидной минерализации на дайки кварцевых диоритовых порфиритов и отсутствия гидротермальных изменений в более поздних дайках дацитов и кварцевых габбро.

Салаватское месторождение по позиции отвечает эвгеосинклинальной обстановке и по ведущим чертам близко месторождениям таких районов.

## Глава IV

# ОСНОВНЫЕ СОСТАВЛЯЮЩИЕ МЕДНО-ПОРФИРОВЫХ СИСТЕМ КАК ПОИСКОВЫЕ ПРИЗНАКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Обобщение данных о строении месторождений Перуанско-Чилийской провинции позволило Р. Силлитоу [10] и другим исследователям выдвинуть положение о принадлежности штоков порфировых пород, несущих рудную минерализацию, к нижним частям весьма значительных по вертикальному размаху рудно-магматических систем. Модель такой системы в качестве главных составляющих объединяет фанеритовые интрузивы главных фаз (интрузивы под вулканами), более поздние порфировые штоки, брекчиевые тела, надстраиваемые штоки и выходящие в прикратерные части стратовулкана, формирование которого открывает становление системы. В этой модели медно-порфировая минерализация, развитая в эндо- и экзоконтактных частях штока внутри мощного ореола пропилитизации, на периферии и по восстанию сменяется полиметаллическими жилами, а в кратерной зоне стратовулкана — залежами самородной серы с марказитом и пиритом среди аргиллизированных пород.

Представления Р. Силлитоу интересны не только в геолого-генетическом, но и в прикладном плане, поскольку на их основе возможна разработка ряда актуальных вопросов, касающихся признаков скрытых и слабо эродированных медно-порфировых месторождений. Вместе с тем пока трудно считать, что модель Р. Силлитоу применима ко всем обстановкам нахождения месторождений медно-порфирового типа. Одним из ограничений использования этой модели может быть недостаточная разработанность вопроса о возрастных соотношениях сероносных метасоматитов типа апозэффузивных вторичных кварцитов с рудоносными порфировыми штоками и медно-порфировой минерализацией. Автор, как и некоторые другие исследователи (Л. К. Алексеева, 1972 и др.), не исключает возможность наложения медно-порфирового оруденения на вторичнокварцитовые фации, вследствие чего вертикальный размах верхних частей систем будет существенно меньше, чем это предполагает Р. Силлитоу. Подчеркнем, что практически все известные ныне промышленно значимые месторождения располагаются на средних уровнях систем в ассоциации с порфировыми штоками и именно эти части систем останутся объектами поисков на достаточно длительное время. Применительно к таким частям систем исследованиями Дж. Джеффороя и Т. Уинэлла, В. С. Попова и И. Г. Павловой выделены основные составляющие месторождений, что уже отмечалось ранее. Из числа этих составляю-

щих, имеющих поисковое значение, наибольший интерес представляет характеристика рудоносных порфировых фаз, брекчиевых тел, рудно-метасоматической зональности, морфологии рудных тел и гипергенной зональности месторождений. Названные первичные составляющие в конкретном выражении зависят от обстановок нахождения месторождений, характеризующихся четырьмя типами рудных районов.

## РУДОНОСНЫЕ ПОРФИРОВЫЕ ФАЗЫ

Порфировые интрузивные породы, с которыми связано оруденение медно-порфирового типа, по составу близки либо тождественны породам главных фаз соответствующих интрузивных массивов и так же, как последние, отражают петрологическую специализацию различных районов. В районах эпикратонного типа преобладают гранит-порфиры, в эпимиегеосинклинальных районах оруденение ассоциирует с монцонит-порфирами и кварцевыми монцонит-порфирами, в эпизевгеосинклинальных районах ведущая роль принадлежит натровым гранодиорит-порфирам и тоналит-порфирам, а в эвгеосинклинальных — диоритовым порфиритам, кварцевым диоритовым порфиритам, а иногда плагиогранит-порфиром. Иногда рудоносные порфировые фазы выделяются под названиями кварцевых порфиров, дацитовых порфиритов, липаритовых порфиров, что отражает скорее текстурные особенности пород, чем их принадлежность к определенному петрографическому типу.

Петрохимические и петрографические характеристики порфировых фаз подробно рассмотрены В. С. Поповым [19]. Если обратиться к диаграмме (рис. 31), построенной по данным табл. 3 с учетом материалов В. С. Попова, можно видеть, что при отчетливо проявленной петрологической специализации рудных районов разного типа у порфировых фаз отмечается общность состава с породами главных фаз. Для всех интрузивных составляющих продуктивных вулканоплутонических ассоциаций устанавливается перекрытие составов рудоносных интрузивов эпикратонных и эпимиегеосинклинальных районов в поле монцодиориты — гранодиориты. Как в том, так и в другом типе районов могут быть рудоносными монцонитовые либо монцонитоидные порфировые фазы, что объясняется следствием общности состава субстрата вулканоплутонических поясов, не зависящим от времени его консолидации.

Рудоносные порфировые фазы на большинстве месторождений слагают штоки и штокообразные тела. Значительно реже встречаются изолированные относительно крупные дайковые тела и сближенные серии мелких даек. По оценкам В. С. Попова [19] из 110 медно-порфировых месторождений к отдельным штокообразным и дайкообразным телам приурочено 78 %, а к дайковым поясам и полям — 22 %. Вместе с тем даже те тела, которые рассматриваются в качестве штоков, характеризуются сложными геометрическими формами. Горизонтальные сечения таких тел представ-

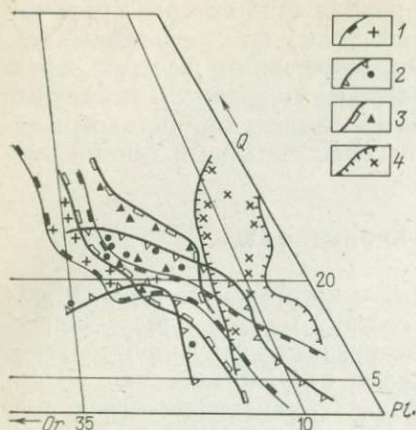


Рис. 31. Составы рудоносных фаз из районов разного типа.

Поля составов интрузивных пород и фигуративные точки составов рудоносных фаз для районов: 1 — эпикратонных, 2 — эпимиеосинклинальных, 3 — эпиеосинклинальных, 4 — эвгеосинклинальных

ляют обычно овалы и эллипсы различного удлинения, а углы наклона контактов штоков изменяются от  $45-50$  до  $75-85^\circ$  к горизонту. В отдельных случаях такие тела не расширяются с глубиной, а сужаются под углами  $60-80^\circ$ . В. С. Попов [19] отме-

чает, что штоки обычно осложнены ответвлениями, а отношения осей горизонтальных сечений обычно меньше единицы ( $0,2-0,6$ ).

Удлиненная форма порфировых тел и их цепочное расположение во многих районах обычно рассматриваются как следствие приуроченности таких образований к протяженным магмовыводящим разломам. Вместе с тем подчиненность порфировых интрузивов линейamentным структурам сочетается с приуроченностью к узлам пересечения с менее протяженными поперечными разломами, что отмечалось выше для Юго-Запада США. В подобных обстановках поперечные структуры нередко определяют ветвление интрузивных тел с развитием апофиз по ортогональной сети (Алмалыкский район). Существенно меньшая зависимость размещения порфировых интрузивов и их форм от линейных структур устанавливается для районов эпикратонного типа.

Последние отличаются изометричной формой штоков, широким развитием кольцевых, полукольцевых и радиальных трещин, фиксируемых дайками и брекчиевыми телами (Юрэд-Гендерсон, Клаймакс, Жирекен). Подобные интрузивные системы центрального типа, как кажется, во многом определяются жесткостью их рамы, как правило, консолидированной задолго до внедрения интрузивов.

Некоторые исследователи в качестве одного из признаков рудоносных порфировых интрузивов отмечают пассивный характер их внедрения, отсутствие механического воздействия на вмещающие породы. Однако в этом вопросе нельзя не согласиться с В. С. Поповым [19], который подчеркивает, что в ряде случаев физико-механические свойства пород интрузивной рамы, часто принадлежащих к метаморфическим комплексам либо к гранитоидам, не позволяют достоверно оценить эффект динамического воздействия на них внедряющихся магматических масс. Вместе с тем совершенно очевиден тот факт, что область соприкосновения порфировых штоков с вмещающими породами обладает максимальной

трещиноватостью, фиксируемой штокверком прожилков, которые развиты в экзо- и эндоконтактной зонах с угасанием интенсивности в обе стороны от поверхности контакта. Механизм возникновения штокверковой трещиноватости вблизи порфировых интрузивов пока во многом остается неясным, однако контроль оруденения такого рода нарушенными участками при его тесной ассоциации с порфировыми телами и подчиненности форм рудных зон этим телам не представляется случайным совмещением в пространстве различных по природе и времени проявления геологических процессов.

### БРЕКЧИЕВЫЕ ТЕЛА

Брекчиевые тела, имеющие секущие соотношения с вмещающими породами, известны на многих месторождениях медно-порфирового типа. По представлениям Р. Силлитоу, разделяемым автором, брекчиевые тела скорее характерны для верхних частей медно-порфировых систем — появление таких тел примерно отвечает уровню верхних выклиниваний порфировых интрузивов. Если принять это положение, то можно объяснить различия между месторождениями по распространенности и масштабам развития брекчиевых тел разными глубинами денудации медно-порфировых систем. Однако брекчиевые образования редки в районах эвгеосинклинального типа, а в андезитондных вулканоплутонических поясах можно отметить увеличение роли и масштабов развития брекчиевых тел от эпизевгеосинклинальных районов к мио-синклинальным, а от последних к эпикратонным.

Из многочисленных работ, посвященных брекчиевым телам медно-порфировых месторождений, наибольший интерес представляют публикации, рассматривающие положение брекчий в медно-порфировых системах, признаки этих образований и механизм их формирования [20, 33].

Поисковое значение брекчиевых тел в районах эпимиегосинклинального типа Юго-Запада США подробно проанализировано П. Гилмором [33]. Этим исследователем брекчиевые тела, обычно имеющие трубчатую форму с расширением к поверхности под малыми углами, рассматриваются как части рудоносных порфировых интрузивов, располагающиеся на продолжении апофиз последних, либо принадлежащие к смежным фазам магматического процесса.

По степени эродированности сопряженных образований порфировые интрузивы — брекчиевые тела могут быть выделены следующие случаи:

1) эрозией вскрыт рудоносный порфировый шток и небольшие брекчиевые тела нижних уровней брекчиевых трубок. Основной объем промышленной минерализации контролируется порфировым штоком;

2) эрозионная поверхность вскрывает апофизы порфирового штока и примерно средние уровни брекчиевых трубок. Промыш-

ленная минерализация развита как в порфировых телах, так и в брекчиевых трубках, которые иногда несут значительный объем рудного вещества (Эль Теньенте, Чили);

3) эрозионный срез отвечает верхним частям брекчиевых трубок и не вскрывает порфировых интрузий. Рудная минерализация, развитая в брекчиевых телах, во многих случаях не имеет промышленного значения.

В последнем случае минерализованные брекчиевые трубки рассматриваются П. Гилмором как признаки скрытых частей медно-порфировых систем, несущих промышленную медную и молибдено-медную минерализацию.

Результаты изучения ряда месторождений и прилегающих к ним участков (Биг Буг, Багдад, Коппер Бэзин, Коппер Крик, Кананеа, Эсперанца, Кроун Кинг, Клондайк, Лэвендер, Моренси — Меткалф, Пайма, Рэд Хилл, Рэд Маунтин, Саффорд, Сьеррита) использованы П. Гилмором для выделения следующего комплекса признаков брекчиевых тел, обычно имеющих форму труб, реже даек:

1) обломки, слагающие брекчиевые тела, представлены вмещающими породами, хотя могут присутствовать и породы, располагающиеся в десятках метров ниже и выше эрозионной поверхности;

2) форма обломков от остроугольной до округлой, хорошо окатанной, подобной гальке и валунам в конгломератах;

3) обломки обычно плохо отсортированы и изменяются в размерах от дресвы, образующей цемент, до 1 м и крупных глыб при преобладании разностей в 5—10 до 20 см;

4) распределение обломков в некоторых трубках подчинено субгоризонтальной «слоистости»;

5) контакты брекчиевых тел с вмещающими породами преимущественно резкие; в последних иногда отмечаются борозды и радиальные трещины, протягивающиеся на 1—2 м;

6) обломки в ряде случаев в большей степени окварцованы и серицитизированы, чем вмещающие породы, которые вообще могут быть не охвачены изменениями;

7) большинство трубок имеет овальные либо эллиптические сечения в плане и по форме близки к опрокинутым конусам с малыми углами между образующими;

8) брекчиевые тела в пространстве и во времени связаны с определенными фазами магматизма, они могут пересекаться порфировыми дайками и в то же время содержать обломки подобных пород;

9) при определенных условиях брекчиевые тела оказываются наиболее устойчивыми против эрозии и могут образовывать положительные формы рельефа (округлые и конические холмы в Аризоне, США и в Соноре, Мексика);

10) брекчиевые трубки обычно несут такую же минерализацию, что и порфировые штоки, при сохранении ведущих характеристик рудной зональности: молибден → медь → цинк и свинец.

Формирование брекчиевых тел связывается с процессами флюидизации надинтрузивных пород, обусловленными отделением летучих от порфиروهого штока. При этом допускается возможность сообщения по крайней мере части таких трубчатых тел с дневной поверхностью либо непосредственно, либо через зоны трещиноватости и жилы. Для подобных случаев направление и интенсивность перемещения обломков в трубках зависят от давления во флюидизированной колонне. Падение давления сопровождается явлениями оседания всей обломочной массы с формированием псевдослоистости и появлением в составе брекчиевых тел пород, слагающих более высокие горизонты. Очевидно, что при пульсационном режиме развития флюидизированной колонны возможны неоднократные перемещения обломков вверх и вниз по вертикали, следствием чего являются их хорошая окатанность и элементы сортировки.

П. Гилмор выделяет в брекчиевых телах два типа рудной минерализации. К первому из них принадлежат минерализованные обломки, предположительно вынесенные из слабо оруденелых интрузивных пород нижних горизонтов. Второй тип представлен минерализацией, наложенной на цемент брекчий и развитой в их полостях. Этот тип характеризуется общностью с основным этапом минерализации, связанным уже с порфировыми штоками. Следует, однако, отметить, что далеко не во всех брекчиевых телах совмещены выделяемые типы минерализации. Причины этого заключаются в многофазности становления брекчий, охватывающих широкий временной интервал, — от предрудных до послерудных стадий становления месторождений.

Существенное ограничение приложения результатов исследований П. Гилмора к поискам скрытых месторождений: отсутствие надежных критериев определения удаленности вскрытых эрозией частей брекчиевых тел от порфировых штоков, несущих обычно основной объем промышленной минерализации. Вместе с тем брекчиевые трубки, являясь составляющими медно-порфировых систем, принадлежат к числу достаточно надежных поисковых признаков.

Для месторождений эпимигеосинклинальных районов Мексиканской провинции Р. Силлитоу [45] выделяет два типа брекчиевых тел. К первому типу принадлежат гидротермальные обвальные брекчии, слагающие трубки, которые возникают на участках флюидизации пород при прекращении поступления летучих, прерывистой их подаче либо при возникновении флюидных пузырей в верхах магматических тел. Брекчии этого типа характеризуются очень высокой долей свободных полостей, достигающей 20 % на месторождении Лос Пиларес. Ко второму типу отнесены гидротермальные брекчии внедрения. Они развиты преимущественно в виде даек, силлов и неправильных тел, границы имеют постепенный характер с переходом в брекчированные породы. Округлая форма обломков, их неоднородный состав рассматриваются как результат проникновения флюидов с перемещением фрагментов по-

род. Оба типа брекчий могут быть взаимосвязаны и взаимопереходны.

Брекчиевые тела, развитые на месторождениях районов эпизвгеосинклинального и эпикратонного типов, по строению и формам не отличаются от рассмотренных выше. Характеристики таких брекчий содержатся в работе коллектива авторов [20], суммирующей итоги последних разработок этого направления.

Брекчии эпизвгеосинклинальных районов рассмотрены выше при характеристике Коксайского месторождения. В Алмалыкском рудном районе В. И. Сотниковым [20] описаны штокообразные, дайкообразные и линзобразные тела взрывных брекчий, приуроченных к зонам разломов и развитых преимущественно в эндо-, экзоконтактах и апикальных частях рудоносных интрузивов гранодиорит-порфиров. Обломочная часть брекчий состоит из вмещающих пород. Цементом служит тонкодробленая масса тех же пород, в различной степени гидротермально-измененных. Среди новообразованных минералов в брекчиях преобладают соединения железа и минералы с повышенным содержанием летучих.

Характеристика брекчиевых образований Сорского месторождения, принадлежащего к эпикратонному типу районов, дана В. Л. Хомичевым и В. И. Сотниковым [20]. Брекчиевое тело, залегающее среди лейкократовых гранитов, на 90—95 % сложено обломками этих пород. Остальной объем составляют обломки гранит-порфиров ранней стадии внедрения и предшествующих пегматитов и диоритов. В цементе брекчий развиты кварц с калишпатом и вкрапленностью флюорита, пирита, молибденита, халькопирита, сфалерита. Отмечается отсутствие признаков перемещения обломков, что рассматривается как следствие дезинтеграционного происхождения брекчий за счет взрывного воздействия на граниты летучих компонентов. Чтобы дополнить характеристику брекчиевых тел, рассмотрим два примера, позволяющих судить о положении этих образований в истории становления рудоносных интрузивов и развития процессов рудообразования.

Первый пример — комплекс брекчиевых трубок в бассейне Рэдвелл в Колорадо (США), вскрытый на значительную глубину (рис. 32), изучен Дж. Шарпом [43].

Здесь на докембрийском кристаллическом основании залегают осадочные породы палеозоя (вскрытая мощность около 100 м), мезозоя мощностью более 1700 м и третичные сланцы и кварциты. Эти образования прорваны интрузиями комплекса, датируемого от олигоцена до раннего плиоцена. Положение интрузивного комплекса, в строении которого значительная роль принадлежит брекчиевым трубкам, контролируется узлом пересечения разломов субширотного, северо-западного и субмеридионального простираний. Интрузивный комплекс разбурен до глубины 1800 м.

Установлена общая временная последовательность формирования пород комплекса:

1) слабо порфиновые и афанитовые риолиты купола и риолитовые порфиры штока;

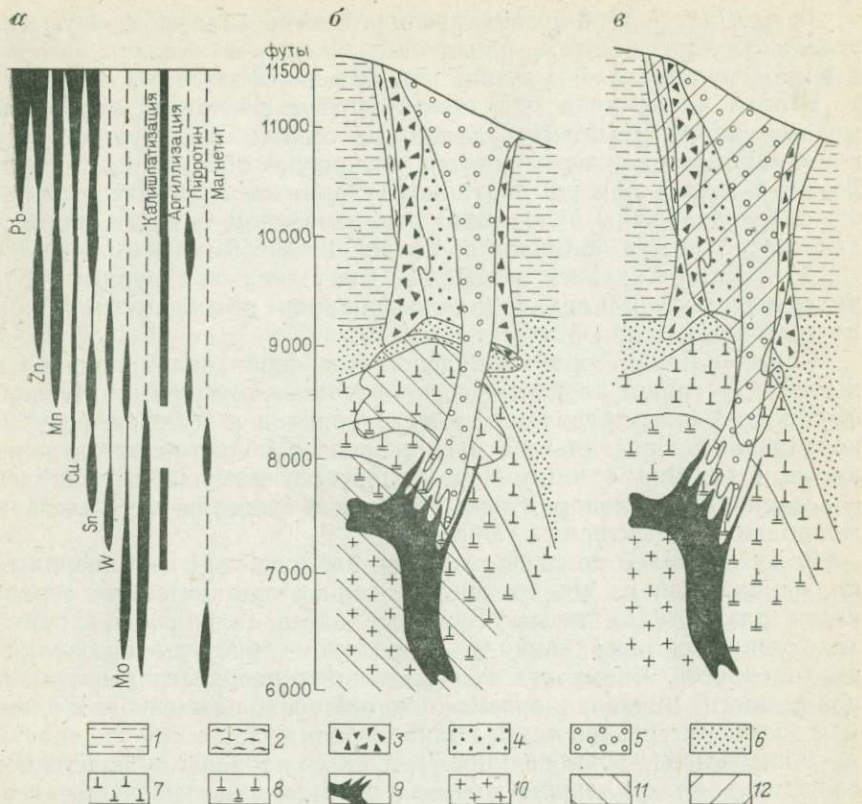


Рис. 32. Схема строения брекчиевой трубки в бассейне Редвелл, Колорадо, США. По Дж. Шарпу [43].

*a* — распространность элементов. Максимальные значения концентраций (г/т):  $Pb \geq 500$ ,  $Zn \geq 500$ ,  $Mn \geq 500$ ,  $Cu \geq 100$ ,  $Sn \geq 50$ ,  $W \geq 100$ ,  $Mo \geq 1000$ ; минералов и изменений по вертикали; *б* — положение молибденовой минерализации; *в* — положение медной минерализации.

1 — ороговикованные осадочные породы; 2 — флюидизированные фельзиты; 3 — массивные фельзиты; 4 — раннеинтрузивные брекчии; 5 — поздние валунчатые брекчии; 6 — роговики; 7 — риолиты; 8 — риолит-порфиры; 9 — аплиты; 10 — гранит-порфиры; 11 — зона молибденовой минерализации; 12 — зона медной минерализации

- 2) интрузивные брекчии и фельзиты ранней брекчиевой трубки;
- 3) гранит-порфиры, сопровождающиеся аплитовыми дайками;
- 4) валунчатые брекчии поздней трубки.

В строении всей системы важную роль играют тела роговики, располагающихся в области сопряжения трубок и порфировых интрузивов.

Породы ранней брекчиевой трубки включают флюидалные фельзиты краевых (приграничных) частей и массивные — центральных. Флюидалные фельзиты брекчированы и прорваны более фельзитовым материалом. Эти породы располагаются под роговиками, и пока нет данных об их сочленении с риолитовым куполом.

Гранит-порфиры и ассоциирующие с ними аплиты образуют интрузивное ядро в штоке риолитовых порфиров. Аплиты развиты в виде секущих даек, а также как краевая фаза на фланге тела.

Вторая по времени брекчиевая трубка выполнена грубообломочным щебенчатым материалом, состоящим из обломков всех пород, кроме гранитов и аплитов. Угловатые обломки сланцев, обломки и глыбы хорошо окатанных кварцитов и риолитовых порфиров расположены в локально окварцованном цементе. Установлено перемещение обломков снизу вверх на 650—700 м.

Дж. Шарп выделяет в породах комплекса три рудные зоны, различающиеся по времени формирования и гипсометрическому положению (см. рис. 32).

Самая нижняя зона молибденовой минерализации приурочена к контакту гранит-порфиров с риолитовыми порфирами. На периферии этой зоны проявлены также оловянная и вольфрамовая минерализации. Средняя зона расположена в области контакта риолитов и связана с ними, характеризуется развитием молибдена в ассоциации с оловом и вольфрамом. В строении зон участвуют молибденит, касситерит и гюбнерит.

Зона наиболее поздней свинцово-цинково-медной минерализации, наложенной на все брекчиевые тела, занимает самые верхние части разреза комплекса. Развитые здесь галенит, сфалерит и халькопирит в ассоциации с пирротинном образуют прожилки и вкрапленность. Свинцовая минерализация распространена вблизи поверхности, цинковая прослеживается несколько глубже, а медная достигает средней части молибденовой зоны.

Минеральные зоны нижних уровней со стороны лежачего бока сопровождаются калишпатизацией, а со стороны висячего — серицитизацией и окварцеванием. Два последних типа изменений устанавливаются и в верхней зоне, где также проявлена аргиллизация, развиты флюорит и кальцит-сидерит-родохрозитовые прожилки.

Этажное расположение минерализованных зон участка Редвелл в меньшем масштабе повторяет ситуацию месторождений Юрэд-Гендерсон и Клаймакс, где несколькими (2—3) фазам внедрения порфировых тел отвечает формирование самостоятельных рудных тел, принадлежащих к различным этапам гидротермальной деятельности. Рассмотренный пример показывает сложность установления возрастных соотношений брекчиевых тел с оруденением. В данном случае брекчии могут рассматриваться как послерудные по отношению к олово-вольфрам-молибденовой минерализации, но как дорудные для медной минерализации.

Второй пример — положение брекчиевых тел в истории становления интрузивного комплекса Эсис в Папуа — Новой Гвинее, проанализированное Р. Хайном и др. [30]. Здесь описано несколько типов брекчий: турмалиновые, лейкократовые, кварцевые, магнетитовые и валунчатые.

Турмалиновые брекчии, выделенные под этим названием по развитию в цементе турмалина, образованы угловатыми облом-

ками тоналитов и вмещающих последние вулканитов. Эти брекчии, для которых предполагается минимальное вращение обломков, охвачены серицитизацией и пиритизацией, несут в цементе халькопирит и молибденит.

Лейкократовые брекчии состоят из округлых и угловатых обломков серицитизированных и хлоритизированных тоналитов, вулканитов и порфировых пород. Цемент, наряду с тонкими обломками, несет кварц, серицит, хлорит, содержит 5—15 % пирита и небольшие количества халькопирита, магнетита и рутила.

В кварцевых брекчиях преобладают угловатые обломки окварцованных вулканитов, сцементированные кварцем в ассоциации с альбитом, эпидотом, хлоритом, кальцитом. Эти брекчии, связанные постепенными переходами с брекчиями лейкократового типа, также в цементе содержат пирит, халькопирит, магнетит и рутил.

Магнетитовые брекчии образованы крупными округлыми обломками биотитизированных пород. В цементе широко развит магнетит (5—10 %) в ассоциации с ильменитом (1—2 %), сульфидами (до 3 %), кварцем, хлоритом, биотитом, альбитом, актинолитом.

Валунчатые брекчии образованы хорошо окатанными несортированными обломками измененных тоналитов, вулканитов, фельзитов, порфировых пород и кварца. Цемент представлен тонко истертым материалом тех же пород с прорастанием хлоритом, альбитом, кварцем, кальцитом, эпидотом и серицитом. И в этой разновидности брекчий присутствуют сульфиды (пирит, халькопирит, молибденит, составляющие 2—5 % объема пород).

Валунчатые брекчии принадлежат к наиболее поздним образованиям, предшествующим внедрению пострудных даек.

Р. Хайн и его коллеги полагают, что становление брекчиевых тел охватывает весь период формирования рудной минерализации, начавшийся после внедрения габбро, кварцевых диоритов, тоналитов и гранодиоритов комплекса Эсис.

В плане общего рассмотрения брекчиевых тел представляет интерес характеристика геологического строения месторождения Эль-Теньенте (Браден) в Чили, которое из-за огромной брекчиевой трубки отдельные исследователи относят к специфическому («брекчиевому») типу медно-порфировых месторождений.

Месторождение Эль-Теньенте располагается в палеоцен-плиоценовом вулканоплутоническом поясе, сформированном на триасово-неокомовых морских отложениях и верхнемеловых континентальных вулканогенно-осадочных толщах. На этом смятом в складки основании залегают вулканиты формации Фареллонес, включающие снизу вверх экструзии андезитов с редкими телами агломератов, лавы андезитов с прослоями лагуинных отложений, агломераты андезитов и базальтов. Интрузивные породы этого пояса по составу отвечают гранодиоритам при локальном распространении адамеллитов и диоритов.

Ф. Камус (1975 г.) отмечает, что площадь месторождения сложена близгоризонтально залегающими андезитами низов разреза

формации Фареллонес, составляющими раму интрузивных тел и вмещающими значительную часть рудной минерализации. На восточном фланге месторождения эти андезиты прорваны кварцевыми диоритами, слагающими мелкие штокообразные тела и небольшой массив. Кварцевые диориты принадлежат к наиболее ранним интрузивным породам, сформированным после даек андезитов — подводящих каналов к потокам — и датируемым началом плиоцена. Порфиновые разности верхних частей штоков кварцевых диоритов с глубиной сменяются фанеритовыми.

Следующие по времени внедрения породы — дацитовые порфириты — слагают субмеридиональное дайкообразное тело протяженностью до 1300 м, расширяющееся по восстанию от 300 м на нижних горизонтах до 50 м на поверхности с разветвлением на апофизы. Фенокристы кварца, биотита и полевых шпатов располагаются в афанитовой до микрофанеритовой, участками фельзитовой основной массе. Порфировая текстура пород сохраняется во всем изученном диапазоне глубин (до 750 м).

Главным элементом месторождения, отличающим его от других объектов, служит сложно построенная брекчиевая трубка, сформированная после дацитовых порфиритов в рамках плиоценового импульса тектоно-магматической активности. В брекчиевой трубке, поперечник которой на поверхности составляет 1300 м и убывает в интервале глубин 1000 м до 650 м, выделяются породы формации Браден и брекчии краевого пояса (рис. 33).

Породы формации Браден составляют основное заполнение брекчиевого тела. Округлые и угловатые обломки андезитов, дацитовых порфиритов, кварцевых диоритов размером от нескольких сантиметров до 2—3 м цементируются тонкообломочным, а местами туфовидным материалом. В верхних частях трубки породы содержат элементы градационной и косой слоистости. Здесь также отмечаются каналы, выполненные туфогенным материалом и рассекающие более грубообломочные породы.

Брекчии краевого пояса окаймляют брекчиевую трубку кольцом шириной 20—40 м. При резком внешнем контакте внутренний контакт этого кольца с породами формации Браден постепенный. Отмечаются многочисленные инъекции материала основного заполнения трубки в форме туфогенных даек в породы краевого пояса. В последних по преобладающему составу обломков выделяются андезитовые, дацитовые, диоритовые и смешанные брекчии, в которых угловатые обломки цементируются турмалином и кварцем с подчиненным количеством гипса, кальцита, ангидрита и туфогенного материала. Цемент обычно содержит халькопирит, борнит, теннантит — тетраэдрит, следы энаргита.

Обломки брекчиевых пород краевого пояса встречаются среди брекчий формации Браден, что подтверждает более поздний возраст последних.

Брекчиевые образования известны также в кровле штока кварцевых диоритов, где на протяжении 350 м по вертикали вблизи брекчиевого тела Браден, обломки кварцевых диоритов от 1 мм

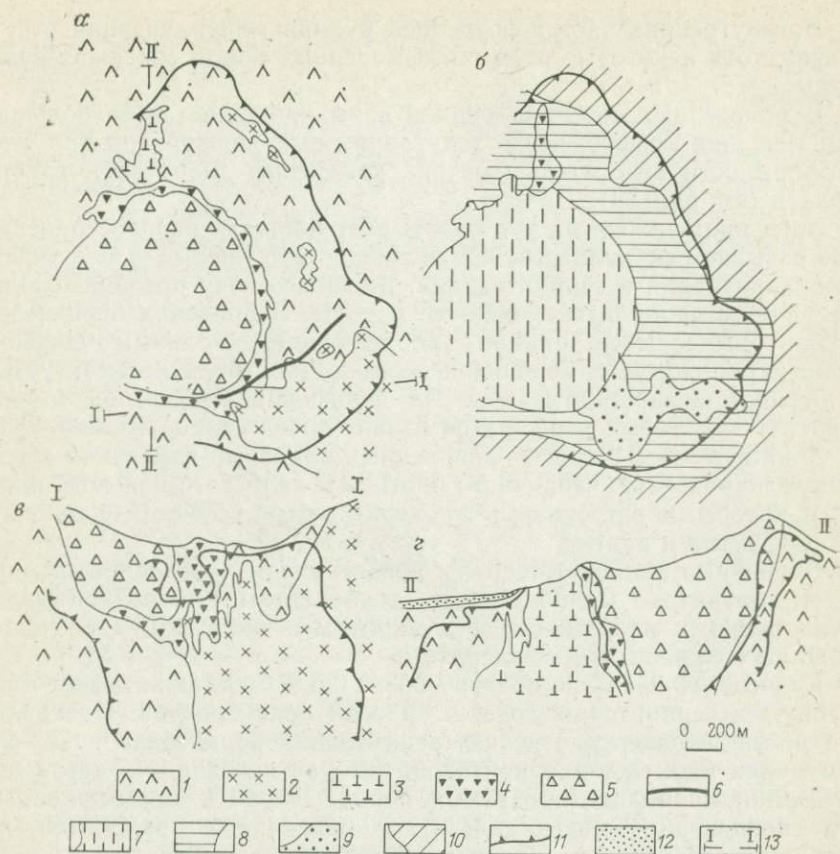


Рис. 33. Месторождение Эль-Теньенте (Чили): а — план подгоризонта «В»; б — распределение зон гидротермальных изменений на подгоризонте «В»; в и г — геологические разрезы. По Ф. Камусу (1975 г.).

1 — андезиты основания разреза формации Фареллонес; 2 — кварцевые диориты; 3 — дацитовые порфириды; 4 — брекчии краевого пояса; 5 — брекчии трубки Браден; 6 — дайки лампрофиров; 7 — зона добрекчиевых кварц-серпичитовых и постбрекчиевых турмалин-карбонатных изменений; 8 — зона биотитизации и калишпатизации; 9 — зоны окварцевания и серпичитизации; 10 — зона пропилитизации; 11 — контур рудной зоны по содержанию  $Cu > 0,5$ ; 12 — рыхлые отложения; 13 — линии разрезов

до 30 см цементируются турмалином. Эти брекчии отнесены к продуктам автобрекчирования, связанного с внедрением и кристаллизацией магматического расплава на относительно небольшой глубине (до 2000 м).

Промышленные руды месторождения, оконтуренные по содержанию меди более 0,5 %, образуют в плане овальную зону, расположенную асимметрично относительно трубки Браден. Эта зона развита в андезитах формации Фареллонес, включает дацитовые порфириды, мелкие тела кварцевых диоритов, часть (северо-западный фланг) сложенного ими штока и брекчии краевого пояса трубки Браден.

Во внутренних частях последней рудная минерализация отсутствует, хотя некоторые обломки измененных пород содержат сульфиды.

В поперечных сечениях рудной зоны наблюдается ее большая или меньшая конформность телу дацитовых порфиритов при дисконформности относительно штока кварцевых диоритов и трубки Браден (см. рис. 33).

Зона промышленных руд охватывает площадь распространения так называемых калиевых изменений и включение в нее участки окварцевания и серицитизации. Внешнюю зону преобразований составляют пропилитизированные породы. В пределах брекчиевой трубки выделяются ранние (добрекчиевые) главным образом кварц-серицитовые изменения и поздние (постбрекчиевые) турмалинизация и карбонатизация. На периферии брекчиевой трубки и вокруг дацитовых порфиритов развит ореол серицитизации.

Зона наиболее широко проявленных калиевых изменений выделяется по развитию вторичного биотита и калиевого полевого шпата, с которыми встречаются ангидрит, кварц, серицит, карбонат, хлорит, рутил и апатит.

Первичные рудные минералы представлены халькопиритом, пиритом, борнитом, молибденитом, теннантитом — тетраэдритом и более редкими магнетитом, спекуларитом и энаргитом. Отмечаются жилы с галенитом и сфалеритом.

Рудный штокверк по контуру более 0,5 % меди охватывает биотитовую и серицитовую зоны и краевой пояс брекчий. Центральной части штокверка отвечает существенно борнитовая зона, обрамленная пирит-халькопиритовой, которая переходит в ореол пиритизации пропилитизированных пород. До 80 % промышленных руд сконцентрировано в андезитах, менее 20 % приходится на кварцевые диориты и дацитовые порфириты. В брекчиевом теле рудную минерализацию несут лишь породы краевого пояса. В трубке Браден присутствуют обломки ранее измененных и слабо минерализованных пород.

Главный объем рудной минерализации Ф. Камус относит к периоду становления дацитовых порфиритов. Поздняя теннантит-тетраэдритовая стадия (с пиритом, гипсом и анкеритом), наложенная на брекчии краевого пояса, проявлена до формирования трубки Браден, практически завершающей гидротермальную деятельность на месторождении и являющейся послерудной.

Развитие метасоматической зональности месторождения Ф. Камус рассматривает с позиций ортогенетической модели и связывает этот процесс с постмагматическими явлениями, сопровождавшими становление кварцевых диоритов и дацитовых порфиритов.

Промышленный интерес в брекчиях месторождения Эль-Теньенте представляют лишь минерализованные породы краевого пояса, составляющие часть рудного тела, ассоциирующего с дацитовыми порфиритами.

Вопросам механизма формирования брекчиевых тел на месторождениях медно-порфирикового типа посвящены многие работы.

Независимо от различия в интерпретации процессов брекчиеобразования все исследователи единодушны в отнесении его за счет воздействия флюидных фаз.

П. Ф. Иванкин [20] относит брекчиевые тела к продуктам внутрикоровых (скрытых) магматогенных эксплозий, условия для которых возникают во фронтальных частях магматических колонн, насыщенных летучими. По механизму формирования брекчии разделяются на эруптивные, эксплозивные и эксплозивно-гидротермальные разности, каждая из которых может одновременно принадлежать и к группе перемещенных.

Широкое распространение брекчиевых образований на месторождениях медно-порфирирового типа несомненно является признаком огромной роли флюидных фаз рудоносных магматических тел в развитии и становлении такого рода объектов. Важно отметить значительность масштабов брекчиеобразования в медно-порфирировых системах, что выражается прежде всего в размерах брекчиевых тел. В. С. Попов [19] отмечает, что максимальный установленный вертикальный размах брекчиевых тел достигает 712 м в рудном поле Рио Бланко-Диспуада и 1500 м на месторождении Эль-Теньенте. На месторождении Жирекен площадь выхода брекчиевой трубки  $900 \times 1000$  м.

Брекчиевые тела — неотъемлемая часть многих, если не большинства, медно-порфирировых систем, однако для поисковых целей необходимо учитывать то существенное обстоятельство, что подобные образования появляются на определенном уровне таких систем, примерно отвечающим области выклинивания рудоносных порфирировых интрузивов и их апикальным зонам. При значительном срезе систем брекчии вообще могут отсутствовать либо иметь ограниченное развитие на периферии рудоносных штоков, несущих значительные объемы промышленных руд. Именно этим можно объяснить то обстоятельство, что на многих промышленно важных месторождениях брекчиевые тела неизвестны.

В целом брекчиевые тела принадлежат к важным составляющим медно-порфирировых систем и входят в число признаков месторождений медно-порфирирового типа. Важно подчеркнуть, что отсутствие брекчий при прочих равных условиях не следует рассматривать как негативный фактор при оценке перспектив той или иной площади. Показательные примеры — факты установления локально развитых брекчиевых трубок и даек на таких месторождениях, как Коунрад и Кальмакыр, не только после открытия этих объектов, но и после достаточно длительного периода эксплуатации. В отличие от этого, на Коксайском месторождении выходы брекчий были известны еще на ранних стадиях поисков, однако промышленная минерализация установлена вне поля развития этих образований в блоке с более низким расположением эрозионного среза. На Актогайском месторождении брекчии выявлены уже после его открытия, в процессе разведочных работ. Эти примеры показывают необходимость осторожного подхода при оценке брекчиевых тел как поискового признака.

Обобщенная схема рудно-метасоматической зональности медно-порфировых месторождений, разработанная Дж. Лоуэллом и Дж. Джилбертом, некоторое время принималась как универсальная модель, приложимая для всех обстановок. Позднее работы В. Холлистера [9] показали, что наряду с этой «монцитовой» моделью имеются объекты с иными чертами рудно-метасоматической зональности, описываемыми в качестве признаков «диоритовой» модели. обстоятельный анализ метасоматической зональности, проведенный И. Г. Павловой [14] в применении к различным обстановкам нахождения месторождений, позволил установить ограниченную приложимость названных моделей к реально существующему разнообразию типов зональности. Основные выводы И. Г. Павловой при различиях в используемой терминологии и типизации месторождений согласуются с нашими данными о зависимости состава продуктов гидротермально-метасоматических изменений и их зональности от геотектонической позиции месторождений и типов рудных районов [3, 8, 9, 17]. Наиболее ярко эта зависимость выражена для месторождений, находящихся в эпикратонной и эпимигеоэосинклинальной обстановке и связанных с интрузивами калиевой линии, для которых типично широкое развитие калиевого полевого шпата и биотита во внутренних зонах, тогда как для месторождений эпизвгеосинклинальных и звгеосинклинальных районов с рудоносными интрузивами натровой линии эти минералы либо не характерны вообще, либо маркируют внешние зоны изменений. Это положение, рассмотренное в предшествующих разделах в общем виде и на примерах типовых месторождений, имеет существенное значение при анализе поисковых признаков и оценке перспектив конкретных площадей.

На всех месторождениях медно-порфирового типа распределение продуктов гидротермально-метасоматических изменений подчинено телам порфировых интрузивов, так что соответствующие метасоматические зоны в первом приближении подобны по форме таким телам. В соответствии с этим зоны метасоматитов разного состава сменяют друг друга при движении по радиусам-векторам от центра порфировых штоков, а в горизонтальных сечениях месторождений отчетливо выражена зональность концентрического типа с теми или иными отклонениями от правильных кругов к эллипсам и близким к ним фигурам.

На месторождениях из районов эпикратонного типа распределение метасоматических изменений в обобщенном виде подчинено смене от центра к периферии следующих зон: калишпатовой, кварц-серицитовой (филльзитовой), аргиллизитовой и пропицитовой. Такой рисунок зональности В. С. Попов [19] отмечает для месторождений Жирекен и Бугдая, а Дж. Вудкок и В. Холлистер [49] — для ряда медно-молибден-порфировых и молибден-порфировых месторождений Северо-Американского континента. Однако на некоторых месторождениях отмечаются отклонения от генера-

лизованной схемы метасоматической зональности с тем или иным усложнением.

На месторождении Гендерсон нижняя (и центральная) зона кварц-калишпатового состава, включающая участки сливного окварцевания, сменяется сверху и на флангах зоной грейзенизации, содержащей топаз и магнетит. Следующая зона окварцевания, серицитизации и пиритизации граничит с аргиллизированными породами периферии месторождения. При сходстве главных черт зональности месторождение Клаймакс отличается более низким расположением интенсивно окварцованных участков в калишпатовой зоне.

Дж. Вудкок и В. Холлистер отмечают, что вторичный биотит, как правило, отсутствует во внутренних зонах месторождений данного типа, но нередко развивается на периферии интрузивных тел как продукт экзоконтактовых преобразований.

Это отмечается на месторождении Лайм Крик. Интрузивный массив, состоящий из кварцевых диоритов, кварцевых монцититовых порфиринов, мелких порфировых тел, ассоциирующих с брекчиями, и аляскитов, сопровождается широким ореолом биотитизации во вмещающих ороговикованных аргиллитах и граувакках. Практически весь массив и его ближайшие экзоконтакты испытали калишпатизацию и окварцевание, тогда как серицитизация проявлена лишь во внутренней зоне. На этом месторождении распределение калия и натрия находится в обратной зависимости и отражает главные особенности химизма гидротермально-метасоматических изменений.

Приведенные примеры усложнения зональности не исключают принятия ее генерализованной схемы. Последняя для условий глубокого расположения эрозионного среза в качестве главных элементов включает следующие зоны: существенно кварцевую и калишпат-кварцевую (кварцевое «ядро»), калишпатовую, кварц-серицитовую, аргиллизитовую и пропилитовую. В этой зональности промышленные молибденовые и медно-молибденовые руды занимают достаточно определенное положение между кварцевой и внутренними частями кварц-серицитовой зоны, концентрируясь главным образом в калишпатизированных породах.

Рудная минерализация, обычно распространенная значительно шире контуров промышленных руд, хотя и рассматривается как продукт разновременных процессов минералообразования, также подчинена зональному распределению. От центральных частей месторождений к периферии наиболее обычно следующее расположение минеральных зон: молибденитовая, халькопиритовая, пиритовая, галенит-сфалеритовая.

Первая и вторая зоны, обычно содержащие то или иное количество пирита, частично перекрыты в пространстве, а четвертая, как правило, развивается обособленно. Для молибденитовой зоны нередко характерно присутствие касситерита, вольфрамита, шеелита, гюбнерита. Эти минералы, как отмечает В. Т. Покалов [18, 21], сменяют молибденит вверх и к флангам и, вероятно, мо-

гут быть отнесены к внешним частям упомянутой зоны, как это наблюдается на месторождении Редвелл. В то же время на месторождении Клаймакс вольфрамовая минерализация сопровождается молибденовое Верхнее рудное тело со стороны лежащего бока.

Рассмотренная рудная зональность проявлена во всех типах метасоматитов, самые внешние (пропилитовые) зоны которых маркируются ореолами пирита и галенит-сфалеритовой жильной минерализацией.

Рудная зональность отвечает следующему обобщенному ряду элементов: Mo, (Mo, Sn, W), Cu, (Zn, Pb, Ag, Au) при наличии упомянутых выше перекрытий отдельных зон и сквозном развитии пирита.

Геохимическая зональность рассматриваемых месторождений еще не изучена полностью. Дж. Вудкок и В. Холлистер [49] на примере месторождения Лайм Крик показали, что зона калишпатизации фиксируется повышенными содержаниями Rb, Ba, Ga и пониженными — Fe, Co и Na. Медь образует внешний ореол вокруг молибденовой зоны. Периферические части описываемого месторождения и месторождения Квеста маркируются аномалиями фтора, распространяющимися от рудного тела на большие расстояния, чем другие элементы.

На Сорском месторождении надбрекчиевые интервалы и верхние части брекчиевых зон выделяются ореолом Mo, W, Cu, Ag, Zn, Bi, Mn. В надрудных интервалах установлено накопление W, Ag, Zn, Bi, Mn, а в нижних частях рудоносных зон — слабое обогащение Cu, Ag, Zn, Mn.

Л. Н. Овчинников, С. В. Григорян и Г. Э. Федотова [17] для месторождения Каратас-IV в Казахстане обосновывают следующий типоморфный ряд элементов (от центральных зон к периферии): W, Sn, Co, Mo, Cu, Zn, (Pb, Ag).

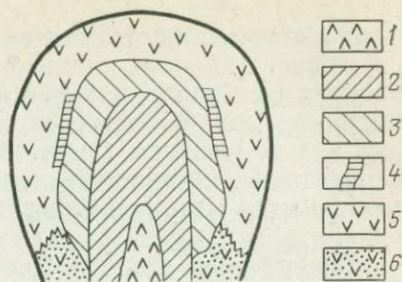
Прожилково-вкрапленный характер оруденения на месторождениях медно-порфиrowого типа с постепенным угасанием как к внутренним, так и к внешним метасоматическим зонам определяет условность выделения первичных ореолов рассеяния. К последним в надрудных частях следует относить зоны развития Zn, Pb, Ag, замыкающие приведенные выше ряды. В то же время внутренние границы надрудных ореолов могут определяться не столько по набору элементов, сколько по уровню концентраций меди и (или) молибдена вплоть до появления содержаний, близких к вероятным бортовым.

Для месторождений из районов эпимиеогеосинклинального типа полностью применима модель рудно-метасоматической зональности, разработанная Дж. Лоуэллом и Дж. Джилбертом.

Продукты гидротермально-метасоматических изменений согласно этой модели распределены зонально относительно осевой части штока и образуют ряд концентров, устанавливаемых как в вертикальных, так и в горизонтальных сечениях. Внутренняя (ядерная) зона калишпатизации, сопровождающаяся окварцева-

Рис. 34. Схема метасоматической зональности в типовой модели Дж. Лоуэлла и Дж. Джилберта (1970 г.).

Состав метасоматических зон: 1 — кварц-серицит-хлорит-ортоклаз; 2 — кварц-биотит-ортоклаз (ортоклазиты); 3 — прит-кварц-серицит (филлизиты); 4 — кварц-хлорит-каолинит (аргиллизиты); 5 — карбонаты — эпидот-хлорит-альбит (пропилиты); 6 — магнетит-серицит-хлорит-эпидот



нием и биотитизацией и содержащая некоторое количество серицита, обрамлена зоной кварц-серицитовых (филлизитовых) изменений. На периферии этой зоны возможно появление аргиллизации (кварц, каолинит, монтмориллонит), нередко отсутствующей либо развитой локально. Самая внешняя зона — пропилитовая — характеризуется развитием ассоциации карбонат-хлорит-эпидот с пиритом (рис. 34).

Эта зональность выдерживается на большинстве месторождений, находящихся в эпимногеосинклинальных частях вулканоплутонических поясов. Вместе с тем имеются отдельные отклонения от типовой модели.

Так, на месторождении Бингхэм, как уже отмечалось, основной тип изменений — биотитизация, распространяющаяся далеко за пределы рудного тела, тяготеющего к штоку кварцевых монзонитпорфиров. На месторождении Мамут биотитовая зона обрамляет внутреннюю тремолит-актинолитовую. Более близка обобщенной схеме зональность месторождения Ок Теди, где центральная зона интенсивного окварцевания (кварцевое «ядро») обрамлена зоной биотитизации и слабой калишпатизации.

В наиболее общем случае, отвечающем типовой модели, рудная минерализация достигает промышленных концентраций в кварц-серицитовой зоне с частичным выходом в зону калишпатизации и постепенным падением содержания при движении как к внутренним, так и к внешним частям системы.

Метасоматической зональности месторождений подчинены основные черты распределения рудной минерализации. На фоне постоянно присутствующего пирита выделяются следующие зоны: магнетитовая, развитая во внутренних частях метасоматитов ниже промышленных руд; молибденитовая, частично перекрывающая магнетитовую; халькопиритовая, надстраивающая предшествующую зону с перекрытием и выходящая с падением содержания меди за контур промышленных руд к периферическому ореолу пропилитизации. Последний на удалении от зоны промышленных руд содержит проявления галенит-сфалерит-халькопиритовой минерализации с серебром и золотом.

Появление борнита в рудах некоторых месторождений несколько меняет общий рисунок зональности. В частности, на месторождении Бингхэм рудная зональность в минеральном выра-

жении отвечает ряду: магнетит→магнетит, молибденит→молибденит, борнит→борнит, халькопирит→халькопирит. Во всех зонах присутствует пирит, количество которого возрастает к периферии месторождения и достигает максимума за контуром промышленных руд во внешнем (пиритовом) ореоле. Полиметаллическая минерализация, имеющая промышленное значение, развита на дальних флангах месторождения и характеризует зональность рудного поля.

Минеральная зональность рассматриваемой группы месторождений, выраженная через элементы, в целом отвечает ряду:  $Mo \rightarrow (Mo, Cu) \rightarrow Cu \rightarrow (Cu, Zn, Pb)$ . Что же касается типоморфных геохимических рядов и деталей строения первичных ореолов рассеивания, то достоверные данные, базирующиеся на целенаправленных исследованиях представительных объектов, пока отсутствуют.

Современные представления о строении рудно-метасоматической зональности основаны на результатах изучения нижних частей медно-порфировых систем, т. е. в той или иной степени эродированных месторождений. Вследствие этого в модели Дж. Лоуэлла и Дж. Джилльберта фланговые зоны экстраполируются в верхние, надштоковые части месторождений, что не всегда оправдано. Поэтому чрезвычайно важны были бы данные о зональности слепых медно-порфировых месторождений, сохраняющих и самые верхние части. В рассматриваемом типе месторождений пока единственным примером является месторождение Речк (ВНР).

Месторождение Речк располагается в крайней северо-западной части Средиземноморского пояса в пределах позднеэоценового вулканоплутонического пояса, заложенного на среднетриасовых осадочных и карбонатных образованиях, которые развиты на фланге Паннионского срединного массива. Среди вулканогенных составляющих пояса выделяются амфибол-биотитовые андезиты, кварц-биотит-амфиболовые андезиты в ассоциации с пирокластами, мергелями и известняками, лавы биотит-амфиболовых андезитов, чередующиеся с пирокластами и глауконитсодержащими андезитами. В завершение этой серии пород сформированы субвулканические тела андезитовых порфиритов, переходящих на глубину в диоритовые порфириты и диориты [9].

В вулканитах верхов позднеэоценовых отложений на расстоянии 300—400 м от кровли вскрытого бурением рудоносного субвулканического штока известны вкрапленные пирит-энаргит-люцитовые золото- и серебросодержащие руды месторождения Лахоца. Эти руды сопровождаются аргиллизацией и алунитизацией высокой интенсивности. Собственно медно-порфировые руды были обнаружены при постановке бурения для прослеживания минерализации месторождения Лахоца на глубину. Эти руды были вскрыты скважинами на 200—400 м ниже известных зон проявления медно-мышьяковой минерализации. До глубины 1200 м скважины не вышли за контуры руд медно-порфирового типа, развитых в субвулканическом штоке андезитов, во вмещающих терригенно-

карбонатных породах среднего триаса и частично в вулканитах позднего эоцена.

Месторождение имеет комплексный состав руд, а в расположении минерализации различного типа отмечается зональность относительно субвулканического штока.

Минерализация медно-порфирового типа (прожилки и вкрапленность пирита, халькопирита, молибденита, редко сфалерита и галенита) контролируется апикальной частью штока, сопровождается окварцеванием и пропилитизацией и обрамляет обедненное сульфидами ядро штока. Средние содержания молибдена не превышают 0,006 % при преимущественной приуроченности к зонам повышенного окварцевания, обедненным медью.

На периферии штока и вблизи его апофиз в скарнированных известняках среднего триаса развиты халькопирит-пиритовые, пирит-халькопирит-магнетит-пирротиновые, молибденит-блеклорудно-халькопиритовые, борнит-халькопиритовые руды, участками слагающие массивные залежи. На более высоких уровнях разреза в ассоциации с экзокскарнами установлены тела полиметаллических руд.

В целом от оси штока к его флангам и вмещающим породам прожилково-вкрапленная медная минерализация сменяется вначале скарновыми медными и полиметаллическими рудами, затем вкрапленными и жильными полиметаллическими. Все эти зоны располагаются на разных гипсометрических уровнях, самому верхнему из которых отвечает пирит-энаргит-люонитовая минерализация (рис. 35).

Материалы по месторождению Речк свидетельствуют о развитии в верхних частях рудно-метасоматических колонн на сравнительно небольшом удалении от промышленных руд зоны алунит-аргиллизитовых изменений с медно-мышьяковой минерализацией, что имеет важное значение при поисках скрытых месторождений.

Месторождения из районов эпиэвгеосинклинального типа характеризуются сравнительно простым рисунком метасоматической зональности, в котором внутренние зоны кварц-серицитового состава обрамляются аргиллизитовыми, переходящими в пропилитизированные породы. Эта схема зональности, характерная для многих объектов, на некоторых месторождениях упрощается за счет выпадения аргиллизитовой зоны, а иногда оказывается более сложной.

Сравнительно простой рисунок зональности на Коксайском месторождении. Здесь дайки гранодиорит-порфиров, сливающиеся с глубиной в единое тело, во внутренних частях практически не содержат минеральных новообразований. На выклиниваниях по восстанию и в экзоконтактовых зонах дайки серицитизированы и окварцованы.

Эти же изменения проявлены во вмещающих гранодиоритах между дайками и над выклиниваниями последних по восстанию. На удалении от даек гранодиориты хлоритизированы, слабо окварцованы и несут небольшое количество серицита [3, 17].

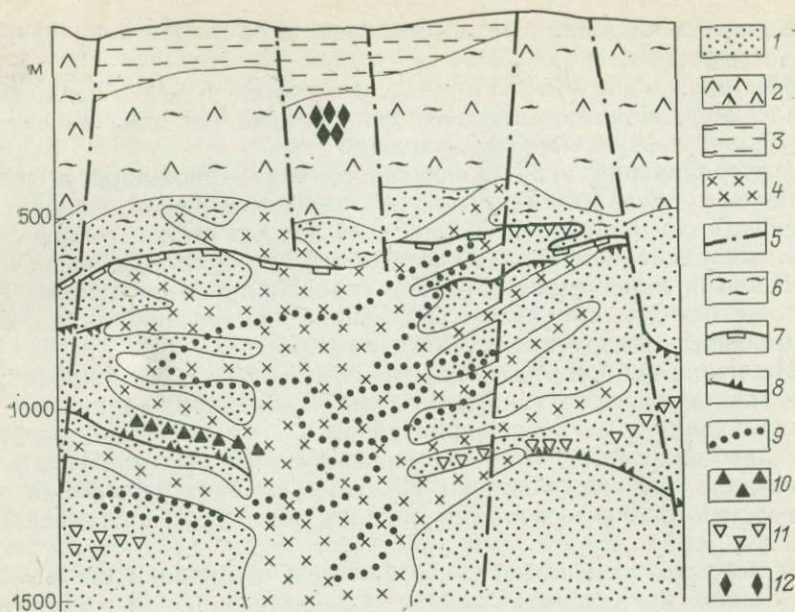


Рис. 35. Схематический разрез месторождения Речк, ВНР. По Ч. Немет, 1975 г.

1 — известково-терригенные толщи триаса; 2 — биотит-амфиболовые андезиты верхнего эоцена и пироксен-биотит-амфиболовые андезиты миоцена; 3 — песчано-глинистые отложения олигоцена; 4 — миоценовые субвулканические андезитовые порфириды, переходящие на глубине в диоритовые порфириды; 5 — разрывные нарушения; 6 — зона аргиллизации и серицитизации; 7 — граница зоны окварцевания; 8 — границы скарнированных пород; 9 — вкрапленные медные руды; 10 — скарновые медные руды; 11 — полиметаллические руды; 12 — зона развития люцит-энаргитовой минерализации

На месторождениях Коурад и Эрдэнтуин-Обо в обобщенную схему распределения метасоматитов входят внутренняя кварц-серицитовая зона, постепенно переходящая в окварцованные, и аргиллизированные породы со значительным количеством серицита и хлорита. Минеральные ассоциации самых удаленных от центра зон отвечают продуктам пропилитизации.

В центральной части месторождения Актогай располагается кварцевое «ядро», обрамленное зоной окварцевания и серицитизации. Эта зона граничит с калишпатизированными породами, представляющими, вероятно, продукт более ранних регионально проявленных изменений. Калиевый полевой шпат участвует и в последующих преобразованиях, скорее всего в роли переотложенного компонента кварц-калишпатовых метасоматитов.

В Алмалыкском районе выделенные В. Ф. Викторovým [11] кварцитовидные породы могут быть отнесены к центральным зонам. Последние обрамлены зонами кварц-серицитовых изменений, частично наложенных на калишпатизированные породы и содержащих у внешних границ хлорит и биотит. Породы периферической зоны характеризуются развитием амфибола, биотита, аль-

бита, калиевого полевого шпата, эпидота и хлорита. Элементы этого ряда зон устанавливаются на месторождении Цаган-Субурга (Сурвэн-Сухайт) в МНР, где мощный штокверк прожилков кварцевого выполнения с серицитовыми оторочками развит на фоне калишпатизированных диоритов.

Несколько иной тип зональности характеризует месторождения района оз. Бэбин (Канада), которые связаны с интрузивами раннего эоцена (абс. возраст около 50 млн. лет), представленными рядом от кварцевых диоритов до гранодиорит-порфиров и прорывающими вулканогенные толщи юры. На месторождениях этого района выделяется два варианта зональности. В первом из них внутренние зоны биотитизации (с хлоритом) обрамлены широким ореолом пропилитизации (Грэнайл, Моррисон, Дороти). Во втором варианте внутри биотитизированных пород присутствует центральная зона серицитизации (Ньюмен, Белл). Промышленная рудная минерализация тяготеет к центральным зонам, развиваясь как в серицитизированных, так и в биотитизированных породах.

На большинстве месторождений основной объем промышленной минерализации сосредоточен в пределах кварц-серицитовых зон с частичным выходом в аргиллизитовые. Самые внутренние зоны с кварцевыми «ядрами», где они доступны для наблюдения, существенно обеднены и медью и молибденом и обычно не имеют промышленного значения.

Рудная зональность на месторождениях рассматриваемого типа районов в обобщенном виде представляет смену более глубокой молибденитовой зоны частично перекрывающей ее халькопиритовой. Однако на некоторых месторождениях отмечается существенное усложнение распределения минеральных зон по латерали и вертикали.

Так, например, для Алмалыкских месторождений в вертикальном диапазоне около 1000 м, по данным И. М. Голованова [6], снизу вверх устанавливается следующее расположение зон: молибденитовая с вольфрамитом и шеелитом, молибденитовая, молибденит-халькопиритовая, магнетит-халькопиритовая, блеклорудно-галенит-сфалеритовая.

На Коунрадском месторождении по результатам исследований И. М. Юдина и А. И. Полетаева наблюдается асимметричная латеральная зональность, выражающаяся в появлении на флангах халькопиритовой зоны молибденита и энаргита. А. И. Полетаевым показаны появление на верхних горизонтах гипогенных халькозиновых руд и тенденция к разделению по вертикали сульфидов и сульфосолей. В то же время во внутренних частях и на глубине выделены участки развития блеклых руд, галенита и сфалерита.

Месторождения района оз. Бэбин характеризуются развитием в центральных частях борнитовых зон, переходящих с перекрытием в халькопиритовые. К этой схеме близок рисунок зональности на месторождениях района Хайлэнд Вэлли в Канаде, где при общей последовательности зон борнит — халькопирит — пирит Дж. Ямбор и Д. Болне [26] выявили детали количественных соотно-

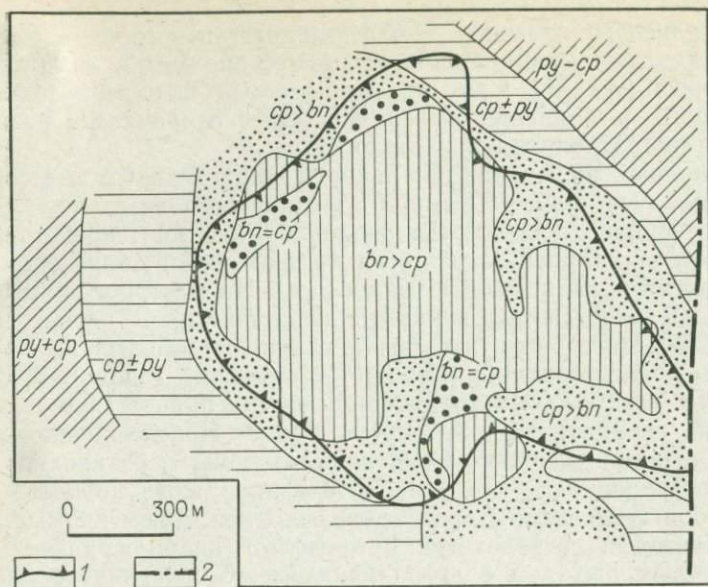


Рис. 36. Сульфидная зональность на месторождении Вэлли Коппер, Канада [36].

1 — контур рудной зоны по содержанию  $Cu$  0,3 %; 2 — разлом Лорнекс;  $sp$  — халькопирит,  $bn$  — борнит,  $py$  — пирит

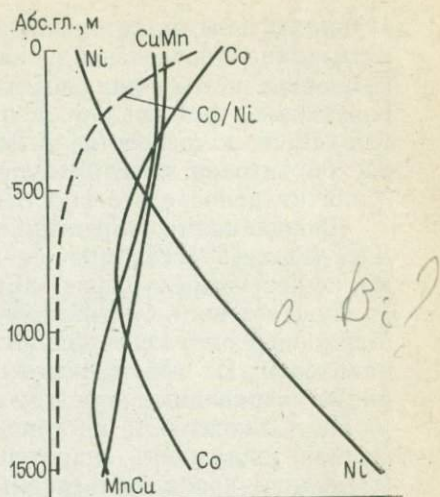
щений этих минералов как в промышленных рудах, так и за их контурами.

На месторождении Вэлли Коппер граница рудного тела, имеющего выход  $1000 \times 1200$  м, по содержанию меди более 0,3 % обрамляет зону преобладания борнита над халькопиритом и разделяет на две части следующую зону с обратными количественными соотношениями названных минералов (рис. 36). К промышленному контуру участками примыкает зона халькопирита с подчиненным пиритом, который приобретает господствующее значение в самой внешней зоне.

На месторождении Лорнекс промышленные руды, занимающие площадь  $450 \times 2000$  м, окружены ореолом развития пирита и халькопирита шириной 300—500 м. В осевой части выхода промышленных руд отмечается ведущая роль борнита, в следующей зоне халькопирит преобладает над борнитом, а вблизи промышленного контура господствует халькопирит.

До настоящего времени отсутствуют обобщающие разработки, предлагающие ряды зональности, приложимые к отмеченному разнообразию распределения минералов на месторождениях рассматриваемой группы. Однако для конкретных объектов строение типоморфных геохимических рядов проанализировано Л. Н. Овчинниковым, С. В. Григоряном и Г. Э. Федотовой [17]. По данным этих исследователей, месторождения Алмалыкского района от

Рис. 37. Распределение элементов-примесей в пиритах Коксайского месторождения в обобщенном вертикальном разрезе. По материалам разных авторов [3].



центральных зон к внешним по латерали и вертикали характеризуются следующим рядом: (W, Be, Co, Sn) → (Mo, Cu, Bi) → (Zn, Pb, Ag) → Sb → As. Для месторождения Каскырказган в Казахстане этот ряд имеет несколько иное выражение: W → Be → Sn → Mo → Cu → Zn → (Pb, Ag).

Поскольку основным рудным минералом медно-порфировых месторождений является пирит, присутствующий во всех зонах, значительный интерес представляет анализ распределения содержания элементов-примесей в этом сульфиде по всему диапазону его распространения.

И. М. Головановым [6] исследован состав элементов-примесей в пиритах из сиенит-диоритов месторождения Дальнее в вертикальном диапазоне более 650 м. От нижних горизонтов к верхним установлено уменьшение концентраций Se 68—52, Te 10—7, Bi 108—30 г/т. По данным спектрального анализа, содержания молибдена максимальны на промежуточных горизонтах, в 3—5 раз выше, чем на верхнем и нижнем. Никеленосность пиритов вначале резко увеличивается от нижнего горизонта, а затем постепенно уменьшается. Концентрации кобальта несколько убывают от нижнего уровня к промежуточным, а затем вновь возрастают.

На Коксайском месторождении распределение элементов-примесей в пиритах изучено в диапазоне глубин около 1500 м по падению частных минерализованных зон [3]. Общая картина изменений состава и концентраций элементов-примесей в пиритах показана на рис. 37. Не останавливаясь на частностях, отметим повышенную кобальтоносность пирита верхних горизонтов при низкой никеленосности нижних. Большими содержаниями меди характеризуются пириты верхних частей, тогда как максимальными концентрациями молибдена отличаются пириты промежуточных уровней. Эти ограниченные данные могут иметь поисковое приложение, хотя и требуют привлечения дополнительного сравнительного материала.

Месторождения из районов эвгеосинклинального типа имеют некоторые общие черты рудно-метасоматической зональности с объектами эпизеосинклинальных районов. В наиболее общем случае внутренние зоны кварц-серицитового состава обрамляются

аргиллизитовыми, которые граничат с широкими ореолами пропилитизации. Иногда между кварц-серицитовой и пропилитовой зонами отмечается зона биотитизации, которая на некоторых месторождениях представляет центральную зону. Такая ситуация наблюдается, в частности, на месторождении Пангуна, где внутренняя биотитовая зона, вмещающая основной объем минерализации, граничит непосредственно с пропилитизированными породами.

Проявления серицитизации и аргиллизации, известные здесь, Дж. Форд [30] связывает с послерудными биотитовыми гранитами, не несущими сульфидной минерализации.

Существенно биотитовая центральная зона месторождения Маркоппер окружена кварц-серицитовой, которая граничит с пропилитовой. На границе двух последних зон, а участками и среди биотитизированных пород проявлена аргиллизация.

На Салаватском месторождении отсутствует отчетливо выраженная зональность гидротермально-метасоматических изменений. Последние проявлены главным образом в пределах рудоносного массива кварцевых диоритов, которые серицитизированы и окварцованы при довольно широком развитии пумпеллинита. Вне контура этих преобразований вмещающие вулканогенные толщи несут эпидот, пумпеллит, пренит и уралитизированный пироксен. Промышленные руды развиваются во внутренних зонах изменений — биотитовых либо кварц-серицитовых.

Сравнительно небольшие глубины вскрытия месторождений рассматриваемой группы создают известные трудности для анализа рудной зональности по вертикали. По латерали в большинстве случаев наблюдаются постепенные переходы от пирит-халькопиритовых внутренних зон к внешним — существенно пиритовым. Обычный для таких месторождений магнетит присутствует во всех зонах при преимущественной концентрации в интрузивных породах, хотя при развитии ороговикования и скарнирования этот минерал достигает повышенных концентраций и во вмещающих толщах.

Специфической рудной зональностью характеризуется месторождение Норт Форк, расположенное в молодых островодужных структурах Каскадных гор (США). Оно приурочено к неогеновой вулcano-плутонической ассоциации, сформированной на базитовом основании с ведущей ролью вулканитов натрового профиля.

Минерализованные зоны тяготеют к штоку дацитовых порфиритов, срезающему их границы и завершающему диорит-кварц-диоритовый интрузивный комплекс.

Породы штока слабо серицитизированы и аргиллизированы, с небольшим развитием кальцита и пирита. Вмещающие вулканиты андезитового состава интенсивно биотитизированы, содержат олигоклаз, хлорит, рутил. Абсолютный возраст вторичного биотита 9,9 млн. лет. Зона биотитизации сменяется зоной пропилитизации с широким развитием эпидота, хлорита, кальцита и пирита, образующего ореол диаметром около 1200 м. В центральной части месторождения выделяется зона магнетит-борнитовых руд, которая

в андезитах граничит с пирротин-халькопиритовой, а в дацитах — с пирит-халькопиритовой (содержание Cu менее 0,2 %). Молибденит в качестве минералогических находок при максимальном содержании 0,01 % отмечается в центральной зоне и прилегающей к ней халькопиритовой. Зона развития пирротина выходит за контур распространения халькопирита и постепенно переходит в пиритовый ореол.

Отсутствие целенаправленных геохимических исследований на месторождениях рассматриваемого типа не позволяет проанализировать строение их первичных ореолов.

Характеристика гидротермально-метасоматических изменений и зональности медно-порфировых месторождений была бы неполной без анализа распределения таких минералов, как турмалин, ангидрит, гипс, цеолиты. Их положение в известных схемах рудно-метасоматической зональности либо пока не определено, либо интерпретируется неоднозначно.

Проявления турмалинизации отмечаются на многих месторождениях, однако турмалин не рассматривается среди продуктов гидротермально-метасоматических изменений в работах В. С. Попова [19] и И. Г. Павловой [14] и в типовых моделях Дж. Лоуэлла и Дж. Джилберта, В. Холлистера и Р. Силлитоу. Данное обстоятельство не кажется случайным, поскольку на месторождениях с широким развитием турмалина этот минерал обычно контролируется брекчиевыми телами, которые сами по себе не вписываются в зональность, что наглядно показано на примерах месторождений Эль-Теньенте и Ла Каридад. На этих и сходных с ними объектах турмалин обычно принадлежит к продуктам поздних стадий минерализации, хотя и сопровождается заметными количествами сульфидов. В подобных обстановках участки развития турмалинизации тяготеют к внешним по латерали и вертикали частям месторождений.

Несколько иное распределение турмалина описано для Кальмакыра, где Е. З. Мещанинов [11] отмечает мелкие агрегаты типа «турмалиновых солнц» во всех зонах метасоматитов при содержании до 1—2 % и более. Проявления турмалинизации отнесены как к предшествующим серицитизации, так и к более поздним, наложенным на серицит, вторичный калиевый полевой шпат и кварц.

Широкое развитие турмалина характерно для месторождения Баталы в Западном Тургае. Здесь турмалин в ассоциации с халькопиритом и пиритом насыщает эндоконтактовую зону рудоносного интрузива и вмещающие последний ороговикованные вулканы.

Положение турмалинизированных зон на месторождениях и рудопрооявлениях Южно-Гобийского пояса проанализировано А. И. Кривцовым совместно с А. Е. Шаболовским при ревизионных работах в этой провинции.

На объектах Оюутской группы рудопрооявлений установлена преимущественная приуроченность турмалинизации к брекчиевым

телам, развитым в апикальных частях апофиз Южно-Мантахского гранодиоритового массива. Во внутренних частях последнего на большом удалении от контактов выявлены локальные участки интенсивной калишпатизации, сопровождаемой бедной вкрапленностью борнита. Минерализованные зоны месторождения Нарин-Худук приурочены к области контакта массива с каменноугольными вулканитами андезитового состава и объединяют сульфидоносные кварц-турмалиновые тела и жилы, развитые в экзо- и эндоконтакте. Содержания меди в этих зонах варьируют от 0,3 до 1,17 %, а молибдена, установленного лишь в одном теле,— не превышают 0,002 %. При движении внутрь массива поля турмалинизации сменяются участками серицитизации, также несущими сульфидную минерализацию, но более низкой интенсивности. На месторождении Хунгут, приуроченном к изолированному штоку, турмалинизация маркирует экзоконтактные зоны и к центру интрузива сменяется серицитизацией.

Крупные сближенные штокообразные тела кварц-турмалинового состава обрамляют минерализованную зону Хармагтайского месторождения. Здесь штокверк кварцевых прожилков с гематит-пирит-халькопиритовой и гематит-халькопиритовой минерализацией, сопровождающейся серицитизацией, наложен на калишпатизированные гранодиорит-порфиры. Кварц-турмалиновые тела прорывают как калишпатизированные, интрузивные породы, так и пиритизированные кремнистые сланцы, слагающие провесы кровли массива.

В настоящее время трудно соотнести распространенность турмалинизации с обстановками нахождения месторождений. Анализ доступной автору информации показывает, что турмалин встречается на объектах, принадлежащих к районам эпимиегосинклинального и эпизегосинклинального типов, и менее характерен (если не отсутствует) для районов двух других типов.

Современное состояние изученности вопроса позволяет отметить преимущественную приуроченность турмалина к внешним (по латерали и вертикали) частям месторождений медно-порфирирового типа при связи его с поздними (позднерудными) отрезками процессов минералообразования. В связи с этим возникает необходимость переоценки самостоятельности выделения медно-турмалиновой рудной формации, для которой не исключается принадлежность к составляющим медно-порфирировых систем, удаленным от зон прожилково-вкрапленных руд.

Одна из первых оценок распространенности ангидрита на месторождениях медно-порфирирового типа принадлежит В. С. Попову [19], предполагавшему существенно большее развитие этого минерала по сравнению с имеющимися описаниями. Дальнейшие работы Ю. М. Столярова подтвердили это предположение установлением ангидрита на большинстве месторождений.

Насколько можно судить по имеющимся характеристикам месторождений, включая и изучавшиеся автором, распространение ангидрита не обнаруживает зависимости от геотектонической по-

зиции объектов, поскольку этот минерал известен во всех типах рудных районов. Ангидрит достоверно установлен в кварц-ортоклазовых и кварц-серцитовых зонах, что отмечалось В. С. Поповым [19] и исключает предполагающуюся Дж. Ловеллом и Дж. Джилбертом приуроченность этого минерала только к внутренним, калишпатовым зонам предложенной ими модели. О распространенности ангидрита во внешних, пропилитовых зонах трудно судить, поскольку последние практически повсеместно изучены на ограниченные глубины и с меньшей детальностью, чем рудовмещающие метасоматические зоны.

На всех месторождениях ангидрит развит главным образом на глубоких горизонтах, нередко в ассоциации с гипсом. Последний довольно широко распространен на верхних частях месторождений, где ему иногда приписывается гипергенное происхождение. Вместе с тем нельзя исключить принадлежность гипса к гипогенным образованиям, сменяющим ангидрит по вертикали либо замещающим последний на поздних стадиях минералообразования. При таком подходе гипсовые прожилки, отмечаемые в пропилитизированных породах [19], могут рассматриваться как признак присутствия ангидрита на глубине.

Значительное внимание анализу распространенности ангидрита и гипса в медно-порфировых месторождениях Алмалыка уделено С. Т. Бадаловым (1952, 1970 гг. и др.). Он и его коллеги установили преимущественное развитие ангидрита на глубоких горизонтах месторождений и замещение его на более высоких уровнях гипсом. Ангидрит развит в виде прожилков и жил, реже в форме гнезд и псевдоморфных обособлений по серцитизированному плагиоклазу, хлориту и карбонатам. Отмечается также наложение этого минерала на пирит пропилитизированных пород, приуроченность его к поздним стадиям минерализации и обусловленное этим вхождение во все ассоциации разновременного формирования [6].

И. М. Голованов оценил диапазон широкого распространения ангидрита на Алмалыкских месторождениях 600 м при проявлении с глубины около 100 м и присутствии в интервале более 1000 м. Максимальная частота встречаемости с убыванием вверх и вниз установлена в 200-метровом отрезке, начало которого удалено от современной поверхности примерно на 400 м.

На месторождении Саиндак ангидрит прослежен до глубины более 250 м. В этом диапазоне ангидрит развит в пределах удлиненного расширяющегося кверху трубообразного тела.

Цеолиты описаны пока на немногих месторождениях, что связано с трудностью диагностики этих минералов, но это не исключает более значительной распространенности, характерной, в частности, для Алмалыка [11]. По подсчетам И. М. Голованова, цеолиты максимально развиты в диапазоне глубин около 200 м и прослеживаются с постепенным убыванием книзу до 800 м. Примерно в том же интервале глубин присутствует барит.

Можно отметить, что верхние части эродированных медно-порфировых месторождений содержат заметные количества гипса

и цеолитов, природа которых до конца не установлена, а нижние — характеризуются развитием ангидрита, наложенного на все эти метасоматические зоны и минеральные ассоциации преобразованных пород и руд.

Рассмотренная выше рудно-метасоматическая зональность характеризует нижние части медно-порфировых систем, где располагаются промышленные рудные тела, обычно в значительной степени эродированные. Данные о строении верхов медно-порфировых месторождений, а тем более высоких горизонтов систем пока крайне ограничены. Вместе с тем строение и состав медно-порфировых систем над рудными телами представляют значительный интерес как для выявления признаков скрытых медно-порфировых месторождений, так и для оценки глубин их возможного расположения и доступности при поисках.

Р. Силлитоу полагает, что верхам предложенной им модели медно-порфировой системы отвечают зоны окварцевания и аргиллизации с самородной серой и марказитом, развитые в прикратерных частях стратовулканов на удалении от рудоносного порфирового штока на 1—2 км. Эти зоны по составу и позиции могут рассматриваться как метасоматиты формации апоэффузивных вторичных кварцитов, хотя Р. Силлитоу и не употребляет этот термин.

Следует отметить, что задолго до Р. Силлитоу Н. И. Наковник выдвинул положение о том, что апоэффузивные вторичные кварциты могут рассматриваться как признаки нескрытых эрозией медно-порфировых месторождений. Однако существует мнение, что это положение не подтвердилось в Казахстане. Анализ материалов по взаиморасположению массивов вторичных кварцитов и рудоносных порфировых интрузий, проведенный Л. К. Алексеевой (1969 г.) и другими исследователями, а позднее автором совместно с Ю. К. Кудрявцевым на месторождениях и рудопроявлениях Казахстана, показал сложность соотношений вторичных кварцитов и медно-порфирового оруденения, что не позволяет отвергнуть положение Н. И. Наковника.

Во избежание терминологических недоразумений отметим, что автор, используя понятие «вторичные кварциты», исходит из определения Н. И. Наковника, рассматривающего такие метасоматиты, как продукты синвулканических гидротермальных изменений. В. А. Жариков и Б. И. Омеляненко эти продукты относят к процессам «сульфатарной аргиллизации», приводящим к формированию метасоматитов, которые состоят из кварца, каолинита, монтмориллонита, диккита, диаспора, алунита, содержат сульфиды и окислы железа и самородную серу, согласно Н. И. Наковнику исчезающую при региональном метаморфизме. В. С. Попов [19] также использует термин «вторичные кварциты» в суженном значении, относя к этой формации алунит- и пиррофиллитсодержащие метасоматиты. В соответствии с изложенным этот термин неприемлем к существенно кварцевым серицитсодержащим породам.

встречаемым в центральных частях медно-порфировых месторождений и относимым к кварцевому «ядру».

В рамках гидротермальной деятельности, сопутствующей становлению продуктивных на медно-порфировое оруденение вулканоплутонических ассоциаций, апоэффузивные вторичные кварциты должны быть отнесены к раннему этапу, завершающему вулканизм этих ассоциаций и предшествующему внедрению рудоносных порфировых интрузивов. Определяемая этим положением разновременность кварцитообразования и формирования медно-порфировых руд отражается на пространственных соотношениях продуктов названных процессов.

Примером сравнительно ограниченного числа случаев пространственного совмещения массивов вторичных кварцитов и медно-порфировых руд может служить месторождение Коунрад, где по данным Ю. К. Кудрявцева, В. А. Семиной, В. С. Попова (1971 г.) порфировый шток внедрен во вторичные кварциты с преобразованием части последних в андалузитсодержащие метасоматиты. Подобные соотношения известны и на других месторождениях Казахстана.

В некоторых случаях вторичные кварциты и рудоносные порфировые интрузивы оказываются сближенными, хотя и несовмещенными в пространстве. Массивы вторичных кварцитов располагаются на флангах Коксайского месторождения и Борлы, описаны в вулканитах Алмалыкского района [11]. На этих объектах и ряде рудопроявлений доинтрузивный возраст кварцитов не вызывает сомнений.

В Казахстане известны многочисленные массивы вторичных кварцитов, не обладающие пространственной общностью с рудоносными порфировыми телами. В то же время на площади ряда проявлений медно-порфирового типа ни в ближайшем окружении, ни на значительном удалении массивы вторичных кварцитов не известны. Подобные случаи, вероятно, можно отнести за счет сложных сочетаний уровней становления порфировых интрузивов и разного положения денудационной поверхности, хотя и не исключаются возможности пространственного разобщения продуктов рассматриваемых разновозрастных процессов.

В анализируемом плане интересно месторождение Ми Вида в Аргентине. На этом объекте позднеплиоценового возраста минеральные ассоциации метасоматитов и руд, типичные для медно-порфировых месторождений, совмещены с метасоматитами, близкими к фациям вторичных кварцитов. В серицитовой зоне изменений выделяются алунитовая и зуниитовая подзоны, несущие густой штокверк прожилков самородной серы (2—10%). В этих же подзонах присутствуют марказит, энаргит, родохрозит, наряду с галенитом, сфалеритом, ковеллином, борнитом, молибденитом и пиритом.

Определенные элементы сходства с месторождением Ми Вида установлены А. Г. Волчковым и В. С. Звездовым (1978 г.) для Малетойваямского месторождения серы (Камчатка). Сероносные

вторичные кварциты развиты по андезитам миоплиоценовой нижнекорфской подсвиты, сформированным до верхнекорфской подсвиты (плиоцен). С серными вторичными кварцитами ассоциируют алунитовые фации и монокварциты, в которых развита энаргитовая минерализация. С другой стороны, вне площади месторождения известны штоки диоритовых порфириров, несущие жильную минерализацию с энаргитом, халькопиритом, борнитом и реальгом.

Последние два примера представляют наиболее молодые объекты, значительно полно сохранившие от последующих преобразований первичные характеристики, возможно, утраченные более древними объектами. Вместе с тем на доступных для наблюдений частях известных месторождений случаи совмещения вторично-кварцитовых фаций сравнительно редки. В. С. Попов [19] отмечает присутствие алунита лишь на восьми объектах из 86 при крайне ограниченном распространении этого минерала.

Приведенные данные свидетельствуют прежде всего о принадлежности верхних и нижних частей модели медно-порфировой системы к разновременным образованиям, связанным соответственно с гидротермальной поствулканической деятельностью и с процессами минералообразования, сопутствующими становлению более поздних порфировых интрузий. Этим определяется возможное сокращение интервала между названными частями, телескопирование медно-порфировой минерализации во вторично-кварцитовые фации и прямое пространственное совмещение тех и других. Подобные соотношения возможны при благоприятных условиях структурной унаследованности и вряд ли можно их рассматривать как закономерные. Тем не менее принадлежность вторичных кварцитов и медно-порфирового оруденения к единым вулкано-плутоническим ассоциациям и приведенные выше примеры месторождений позволяют отнести вторично-кварцитовые фации если не к поисковым признакам, то по крайней мере к поисковым критериям. В этой связи важно подчеркнуть то обстоятельство, что массивы вторичных кварцитов сами по себе не могут представлять поисковый интерес в отношении медного оруденения, поскольку его значительные концентрации возможны лишь в случае наложения процессов, связанных с формированием рудоносных порфировых интрузивов.

Приведенный анализ рудно-метасоматической зональности месторождений медно-порфирового типа позволяет получить обобщенное ее выражение применительно к обстановкам рудных районов различного типа и разным уровням систем.

Для средних уровней эрозионного среза месторождений устанавливаются следующие варианты смены метасоматических зон от центральных к внешним (рис. 38).

1. В районах эпикратонного типа:

а) калишпатовая (иногда с биотитом) → кварц-серицитовая → аргиллизитовая → пропилитовая;

1-5e

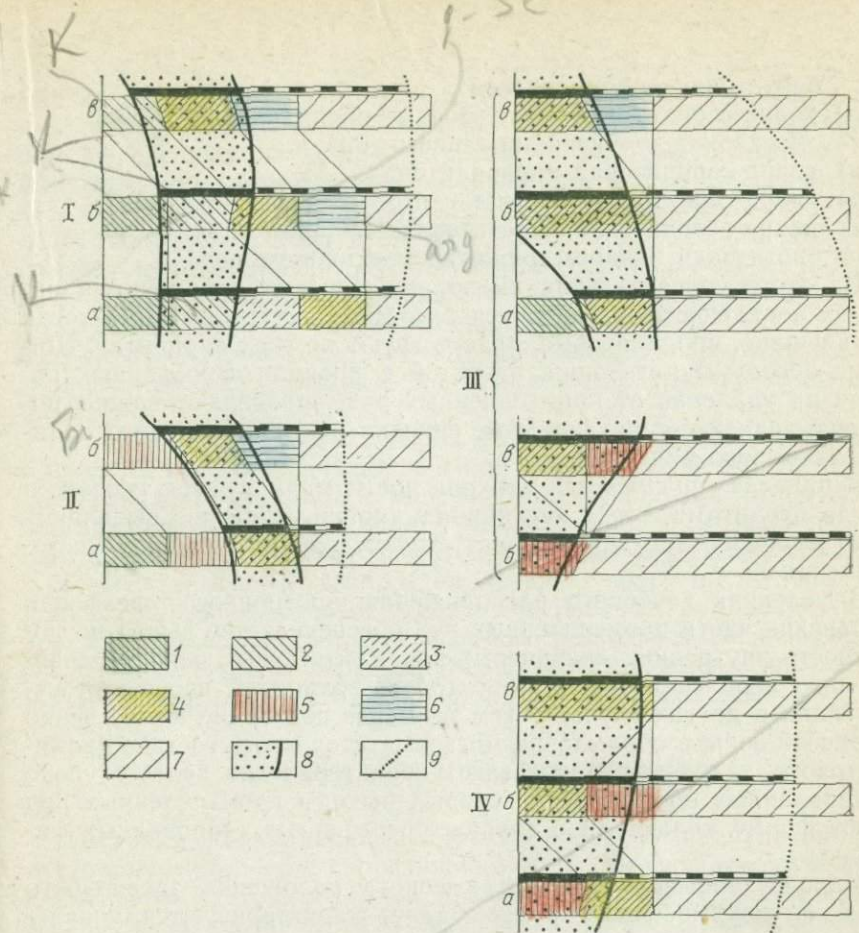


Рис. 38. Варианты рудно-метасоматической зональности месторождений медно-порфирового типа.

Районы: I — эпикратонные; II — эпимиогеосинклинальные; III — эпизвгеосинклинальные; IV — эвгеосинклинальные. Уровни эрозионного среза: а — глубокие, б — средние, в — умеренные. Зоны: 1 — кварцевая; 2 — калишпатовая; 3 — грейзеновая; 4 — кварц-серicitовая; 5 — биотитовая; 6 — аргиллизитовая; 7 — пропилитовая; 8 — рудные тела, 9 — границы ореолов пиритизации

б) кварцевая → калишпатовая → грейзеновая → кварц-серicitовая → аргиллизитовая → пропилитовая.

II. В районах эпимиогеосинклинального типа:

а) калишпатовая с биотитом → кварц-серicitовая → аргиллизитовая (нередко отсутствующая) → пропилитовая;

б) кварцевая → биотитовая с калишпатом → кварц-серicitовая → пропилитовая.

III. В районах эпизвгеосинклинального типа:

а) кварц-серicitовая → пропилитовая;

б) кварц-серicitовая → аргиллизитовая → пропилитовая;

в) кварцевая → кварц-серicitовая (наложенная на калишпатизированные породы) → пропилитовая;

г) биотитовая→пропилитовая;  
д) кварц-серицитовая→биотитовая→пропилитовая.

IV. В районах эвгеосинклинали типа:

- а) кварц-серицитовая→пропилитовая;
- б) кварц-серицитовая→аргиллизитовая→пропилитовая;
- в) кварц-серицитовая→биотитовая→пропилитовая;
- г) биотитовая→кварц-серицитовая→пропилитовая.

Из этого сопоставления видно, что основные различия в рисунках зональности выражаются в составе внутренних зон, тогда как внешние, пропилитовые, присутствуют во всех вариантах. Широкие ореолы пиритизации, развитой в пропилитизированных породах на удалении от промышленных руд, определяют важное поисковое значение таких ореолов, нередко несущих жильную полиметаллическую минерализацию.

В пределах рудных тел верхние части маркируются гипсом, а иногда цеолитами, тогда как нижние уровни отчетливо выделяются по развитию ангидрита, присутствующего почти на всех месторождениях.

В условиях глубокого расположения эрозионного среза при сохранении части промышленных руд обеспечивается вывод на поверхность внутренних «кварцевых ядер», известных пока на сравнительно небольшом числе объектов и, возможно, вообще отсутствующих в других случаях. Тем не менее появление существенно кварцевой зоны в обрамлении метасоматитов иного состава (калишпатового, кварцево-серицитового) характерно для более глубоко эродированных объектов, на которых выходы промышленных руд имеют форму кольца либо группы прерывистых серповидных фигур.

Малоизученные обстановки высокого положения эрозионного среза, не вскрывающего рудные тела, характеризуются появлением аргиллизитов с медно-мышьяковой минерализацией. В некоторых случаях надрудные уровни выделяются по развитию турмалина, который также присутствует во внешних (по латерали) частях месторождений.

### ГИПЕРГЕННАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Гипергенная зональность месторождений медно-порфирирового типа полностью подчиняется классической схеме С. С. Смирнова. До недавнего времени руды зоны вторичного сульфидного обогащения были основным объектом добычи. Хотя такие руды по-прежнему определяют промышленное значение месторождений, особенно с низкими первичными содержаниями меди, роль гипогенных сульфидных руд возрастает из года в год. Вследствие этого ограниченное развитие зон вторичного сульфидного обогащения не может рассматриваться как негативный признак.

Самая верхняя из зон гипергенных преобразований, выделяемая в зарубежной литературе под названием зоны кэпинга, характеризуется широким развитием окисных соединений железа,

марганца и охр, не образующих, однако, таких сплошных тел, как, например, железные шляпы колчеданных месторождений. В определенных палеоклиматических и геоморфологических обстановках отчетливо выраженный кэпинг может отсутствовать.

Следующая зона содержит малахит, азурит, хризоколлу, иногда брошантит, антлерит и бирюзу. Минералы этой зоны редко образуют значительные по масштабам обособления, обычно они развиваются в форме примазок, пятен и мелких гнезд и выделяются как участки распространения «медной зелени».

В зоне вторичного сульфидного обогащения господствует халькозин, иногда сочетающийся с ковеллином и первичными сульфидами.

По обобщенным оценкам В. С. Попова [19] средняя суммарная мощность зон выщелачивания и окисления изменяется от первых десятков до первых сотен метров. Зоны вторичного сульфидного обогащения развиваются от первых метров до десятков метров, а иногда превышают 100 м, достигая в единичных случаях 300 м.

Непосредственные выходы на дневную поверхность зоны вторичного сульфидного обогащения и первичных руд возможны в исключительных обстановках молодого резко расчлененного рельефа. Преобладающая форма выражения месторождений на поверхности — участки развития кэпинга и медной зелени.

## РУДНЫЕ ТЕЛА И ИХ МОРФОЛОГИЯ

Прожилково-вкрапленный характер рудной минерализации на месторождениях медно-порфирового типа определяет условность приложения к этим объектам понятия «рудного тела», поскольку в качестве рудных тел выделяются только части рудных штокверков, ограничиваемые по принятым бортовым содержаниям. Последние на большинстве месторождений составляют 0,2—0,4 % меди, тогда как внутри промышленных контуров концентрации металла редко превышают 0,8 %. Вне границ промышленных руд содержание меди обычно в 2—4 раза ниже бортового.

Как свидетельствуют данные по глубоковскрытым месторождениям (Алмалыкская группа, Коунрад, Бингхэм и др.), распределение меди в промышленных контурах подчинено тенденции снижения концентраций от внутренних частей штокверков к внешним, а также к нижним зонам месторождений. При разбивке рудных штокверков на части поверхностями равных содержаний наибольшей конформность устанавливается для тел, ограничиваемых содержаниями, в два, а иногда в три раза превышающими бортовое, что видно на примере месторождений Алмалыкского района [11]. Очевидно, что названные поверхности, разделяющие штокверк по степени насыщенности рудной минерализации, объединяют точки пространства с равной интенсивностью рудоотложения. Таким образом, хотя рудные тела медно-порфировых месторождений и не имеют визуально устанавливаемых границ, они реально су-

ществуют как геологические тела, опознаваемые не геологическими методами.

Начиная с работ К. Л. Пожарицкого, среди рудных тел медно-порфировых месторождений выделяются две основные морфологические группы. Первая из них объединяет опрокинутые утолщенные чаши, конуса и полые конуса с различными углами схождения образующих, цилиндры и полые цилиндры. Ко второй группе относят линейные тела с различными углами наклона к горизонту. Эта группировка существенно уточнена в классификации В. С. Попова [20], рассмотревшего зависимость форм рудных тел от ведущих контролирующих факторов.

Морфологическая классификация, предложенная В. С. Поповым, представляется наиболее полной и удачной по принципам построения. Стержнем ее является анализ зависимости форм рудных тел от форм порфировых интрузивов, что раскрывает ведущий признак рассматриваемых месторождений.

Из обширных материалов изучения отечественных и зарубежных месторождений медно-порфирового типа следует, что при прочих равных условиях степень сложности морфологии минерализованных зон находится в зависимости от специфики строения и формы рудоносных штоков, а в ряде случаев и от числа порфировых фаз. Показательно в этом отношении месторождение Эль-Сальвадор (Чили), где Л. Густафсоном и Дж. Хантом установлено, что в процессе формирования месторождения происходили весьма существенные изменения не только форм, но и состава минерализованных зон, отвечающие трем основным периодам внедрения порфировых интрузий. Минерализованные зоны начального периода формирования месторождения морфологически подчинены штоку ранних порфиров. В последующем зоны начального периода изменяются как по форме, так и по составу, подчиняются соответствующим по времени порфировым штокам. В конечной достаточно сложной форме рудного тела месторождения присутствуют морфологические черты минерализованных зон всех периодов его становления.

Отсюда следует вывод об обязательной конформности минерализованных зон и порфировых интрузивов. Однако установление степени конформности представляет достаточно сложную задачу, поскольку далеко не всегда возможно выявить те из порфировых тел, которые «ответственны» за наблюдаемую ныне форму минерализованных зон. Поскольку верхние части минерализованных зон в большинстве случаев эродированы, а месторождения с сохранностью рудных тел во всем их первичном вертикальном размахе пока не известны, наиболее достоверные выводы о морфологии минерализованных зон могут быть получены лишь при изучении их нижних частей и прежде всего при анализе морфологии лежащего бока. Наиболее удобный метод такого анализа — построение границ минерализованных зон в сопоставлении с изолиниями поверхности порфирового штока. Этот метод был использован автором совместно с В. Б. Шишаковым и И. М. Юдиным

при анализе морфологии минерализованных зон наиболее глубоко вскрытых месторождений СССР. Главным итогом проведенных исследований явилось получение принципиально новых данных, потребовавших уточнения ранее разработанных классификационных схем.

При анализе положения рудных тел относительно порфировых интрузивов и соотношений форм тех и других месторождения разделяются на две группы. Первую группу составляют объекты, рудные тела которых имеют формы, повторяющие с сохранением подобия формы порфировых интрузивов. Эта группа конформных тел противопоставляется месторождениям, где ограничивающие поверхности промышленных рудных штоков не только не повторяют форму рудоносных интрузивов, а пересекают их с проникновением глубоко во внутренние части, обладая, таким образом, отчетливо выраженной дисконформностью (табл. 4).

Морфология рудных тел конформной группы зависит от формы горизонтальных сечений интрузивных тел, величины и направления углов наклона их контактовых поверхностей. Не рассматривая всех теоретически возможных случаев, остановимся на нескольких наиболее часто встречающихся вариантах (см. табл. 4), рис. 39, Ia, Ib. Изометричный в плане рудоносный интрузив конусовидной либо близкой к таковой формы расширяется с глубиной. Рудные тела, приуроченные к таким штокам, заключены между двумя конусовидными поверхностями, внешние из них имеют меньшие углы схождения образующих, чем внутренние. При более строгом подходе эти поверхности ближе к параболами вращения с различными величинами вертикальной оси. Поскольку в большинстве случаев верхние части рудных тел уничтожены эрозией, внешние их ограничения, реже внутренние, отвечают не полным, а усеченным параболами вращения.

Степень уплощенности рудных тел прямо зависит от углов падения штоков, как это видно на примере месторождений Клаймакс, Гендерсон, Юрэд (см. рис. 39). Приближение углов падения контактов штоков к вертикали определяет превращение нижних частей рудных тел в толстостенные цилиндры (Iв), возможно, переходящие в конусовидные тела на верхних уровнях.

Рудные тела рассматриваемого типа соосны со штоками и так же, как последние, могут иметь разные углы наклона к горизонту с расположением выклиниваний на различных гипсометрических уровнях (Клаймакс, Бингхэм).

В зависимости от расположения денудационной поверхности рудные тела на выходах могут быть представлены кругообразными фигурами, сплошными либо прерывистыми кольцами, сближенными и одиночными сегментами, серпами и утолщенными дугами.

Iб. Изометричный в плане шток сужается с глубиной, представляя в известном объеме опрокинутый усеченный конус. В такой обстановке рудные тела располагаются между поверхностями двух опрокинутых конусов. Внутренний конус отличается мень-

Морфологическая классификация рудных тел  
(А. И. Кривцов, И. Ф. Мигачев,

Морфологический тип	Морфологический подтип	Идеальные поверхности, определяющие внешние и внутренние ограничения рудных тел
<i>Группа конформ</i>		
I. Месторождения, рудные тела которых конформны изометричным в плане либо слабо удлиненным порфировым штокам	Ia. Месторождения, рудные тела которых конформны изометричным штокам с малыми и средними углами падения контактов	Разновысокие параболоиды вращения, полные либо усеченные
	Iб. Месторождения, рудные тела которых конформны изометричным штокам с большими углами падения контактов	Разновысокие вертикальные параболоиды вращения, высота внешнего из них значительно превышает высоту внутреннего
	Iв. Месторождения, рудные тела которых конформны субвертикальным изометричным штокам	Цилиндрические поверхности различного диаметра
	Iг. Месторождения, рудные тела которых приурочены к изометричным штокам, сужающимся с глубиной	Опрокинутые конусы с различными углами сходения образующих
II. Месторождения, рудные тела которых конформны удлиненным в плане порфировым интрузивам с большими углами падения контактов		Разновысокие эллиптические параболоиды, полные либо усеченные
III. Месторождения, рудные тела которых конформны наклонным порфировым интрузивам, расщепляющимся по восстанию на дайкообразные апофизы		.Субпараллельные и сходящиеся под небольшими углами в горизонтальном и вертикальном направлениях плоскости

медно-порфировых месторождений  
В. Б. Шишаков, 1979 г.)

Приближенная форма рудных тел при различном положении эрозионного среза	Форма рудных тел в горизонтальных сечениях разных уровней	Примеры месторождений
<i>ных месторождений</i>		
Сочетание разновысоких вложенных друг в друга параболоидов вращения; конус; усеченный конус; усеченный полый толстостенный конус	Круг; кольцо (сплошное либо прерывистое); сближенные сегменты; серповидные фигуры	Клаймакс, Гендерсон, Квеста, Хадсон Бэй
Цилиндр; полый толстостенный цилиндр		Бингхэм, Ок Теди, Мамут, Юрэд, Кальмакыр
Опрокинутый усеченный полый толстостенный конус		Кызыл-Каин, Лайм Крик (Элис), Аксут
Сочетание разновысоких вложенных друг в друга эллиптических параболоидов; конус; усеченный конус; усеченный полый толстостенный конус		Северо-Западный Балкты, Агарак
Пластина; клин с ветвлением на апофизы	Вытянутый прямоугольник с зубчатыми ограничениями по простиранию; группа сближенных узких субпараллельных полос	Коксай, Салаватское, Эндако*, Цаган-Субурга (Сурвэн-Сухайт)*

Морфологический тип	Морфологический подтип	Идеальные поверхности, определяющие внешние и внутренние ограничения рудных тел
---------------------	------------------------	---

*Группа дисконформ*

IV. Дисконформные рудные тела

Комбинация цилиндрических и конических поверхностей, ограничивающих сплошные (без внутренних полостей) тела

Примечание. Звездочкой помечены месторождения с рудными телами без

шими углами схождения образующих по сравнению с внешним. Этот случай может быть частным выражением первого варианта, поскольку в типовых моделях предполагается изменение направлений падения контактов рудоносных штоков от нижних уровней к верхним (соответственно к центру и от центра штоков). На выходах рудные тела рассматриваемого типа чаще представлены кольцами, сплошными либо прерывистыми.

II. Порфиновый интрузив вытянут в плане и имеет в горизонтальных сечениях форму удлиненного эллипса. Этот случай при расширении интрузива с глубиной под значительными углами относится к наиболее часто встречающимся.

Рудные тела заключены между поверхностями двух разновысоких эллиптических параболоидов, внешний из которых обычно срезан плоскостью дневной поверхности. Как и в первом варианте, степень уплощенности рудных тел зависит от углов наклона контактов интрузива. При значительных углах падения последнего внешние ограничения рудных тел в поперечных сечениях ориентированы более круто (иногда субвертикально) и сопрягаются с поверхностью интрузива на значительной глубине (Северо-Западный Балыкты). Такие тела на выходах имеют форму эллипсов и вытянутых колец.

III. Порфиновый интрузив представлен линейным наклонным телом, расщепляющимся на серию даек по восстанию и простиранию. Рудные тела в первом приближении пластинообразной формы с частым ветвлением на серии сближенных апофиз (Коксай). Верхние выклинивания таких тел могут быть подобны группе сомкнутых разновысоких клиньев с наклонными осями.

К данному варианту по форме рудных тел близки месторождения, на которых рудоносные порфировые фазы не установлены (Сурвэн Сухайт, Эндако).

Рудные тела, выделяемые в дисконформную группу, по положению и формам существенно отличаются от первой группы. Хотя они и приурочены к порфировым интрузивам, какие-либо зависи-

Приближенная форма рудных тел при различном положении эрозионного среза	Форма рудных тел в горизонтальных сечениях разных уровней	Примеры месторождений
---	---	-----------------------

## ных месторождений

Опрокинутые наклонные конусы и воронки; группы слившихся основаниями опрокинутых прямых и наклонных конусов и воронок

Круг; овал, эллипс; группы сближенных кругов и овалов

Серро-Колорадо, Елаците, Эль-Абра, Эрдэнтуин-Обо, Мэгги, Куахоне, Санта-Рита, Сар-Чешме, Маркоппер

видимой (четко установленной) связи с порфировыми интрузивами.

мости между параметрами последних и геометрией минерализованных зон не устанавливаются.

Среди них выделяются следующие формы рудных тел:

1) опрокинутые прямые и наклонные конусы с круговыми и эллиптическими горизонтальными сечениями (Елаците, Серро-Колорадо);

2) группы слившихся на верхних уровнях воронок либо прямых и наклонных конусов с круговыми и эллиптическими сечениями на глубоких горизонтах (Коунрад, Эрдэнтуин-Обо, Мэгги, Маркоппер).

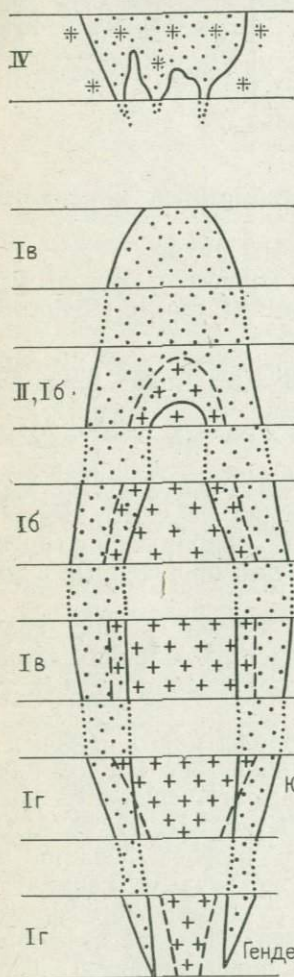
Для обеих разностей подобие со штоками может быть установлено лишь по форме горизонтальных сечений на самых верхних уровнях, а в объеме рудные тела в первом приближении соотносятся с интрузивами как совмещенные конусы, обращенные в разные стороны, с пересечением образующих.

Принципиальное отличие от объектов первой группы, кроме их позиции, заключается в отсутствии на месторождениях данной группы внутренних безрудных полостей, ограничении рудных тел лишь одной, хотя и сложной поверхностью.

Рудный штокверк Коунрадского месторождения приурочен к краевой части штока гранодиорит-порфиров, субвертикальные контакты которого с глубиной выглаживаются, фиксируя колнообразный изгиб этого интрузива. Ю. К. Кудрявцевым, В. А. Семиной, В. С. Поповым значительная роль в формировании месторождения отводится апоэффузивным вторичным кварцитам, оказавшим в период внедрения штока и рудоотложения экранную роль. А. И. Полетаев отмечает сложность формирования руд, отдельные периоды которого коррелируются с внедрением более поздних, чем шток, даек и становлением эруптивных бракций.

При изометричной в плане форме минерализованной зоны и полого падающим к центру границам лежащего бока в пределах рудного штокверка устанавливается пять участков резких раздувов

мощностей. Эти участки, имеющие форму расширяющихся кверху воронок, выходят далеко за обобщенный контур лежащего бока и в некоторых случаях контролируют распределение повышенных концентраций меди (рис. 40). Оси рассматриваемых раздувов либо располагаются близвертикально, либо наклонены от центра штокверка. Такого рода воронкообразные раздувы при значительном удалении друг от друга в некоторых поперечных сечениях определяют значительные подъемы границы лежащего бока к поверхности и соответствующие изгибы нижнего контура штокверка.



На нижних уровнях месторождения рудный штокверк распадается на изолированные округлые тела, выходящие на днище штока, вследствие чего общая форма минерализованной зоны Коунрада может рассматриваться как продукт слияния нескольких расширяющихся кверху воронкообразных тел, отчетливо дисконформных относительно вмещающего интрузива. Геологические факторы, определяющие отмеченные особенности морфологии рудного штокверка Коунрадского месторождения, пока нельзя считать полностью выясненными.

Другими примерами объектов дисконформной группы являются месторождения Елаците в Болгарии и Серро-Колорадо в Панаме, рудные тела которых, рассекаяющие интрузивы, име-

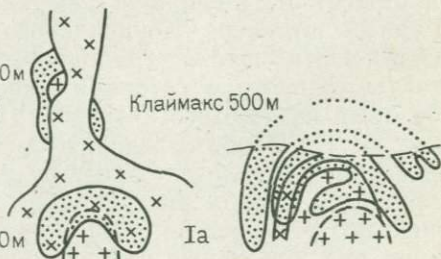
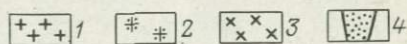


Рис. 39. Формы рудных тел месторождений медно-порфирового типа с разными уровнями эрозионного среза. По А. И. Кривцову, И. Ф. Мигачеву, В. Б. Шишакову (1979 г.).

1 — порфировые штоки конформных месторождений; 2 — рудовмещающие интрузивы дисконформных месторождений; 3 — внутрирудные интрузивные образования; 4 — рудные тела. Обозначения морфологических типов см. табл. 4

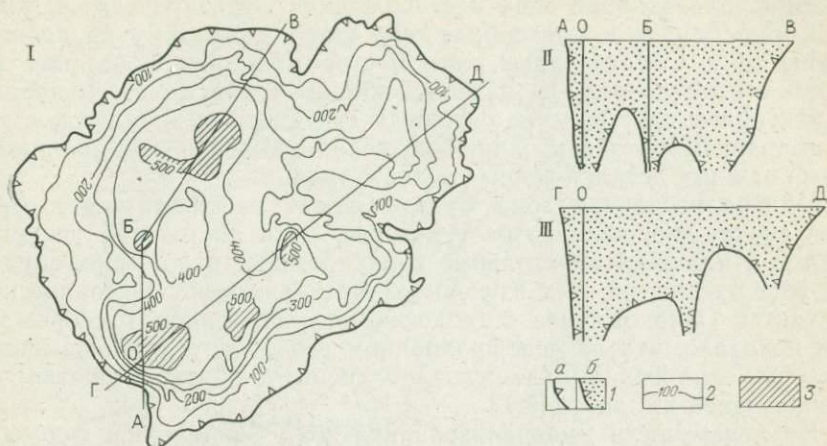


Рис. 40. Форма рудного штокверка (I) Коунрадского месторождения в изоплахтах (в усл. ед.). По А. И. Кривцову и И. М. Юдину.

1 — рудный штокверк в плане (а), на разрезе (б); 2 — изоплахиты; 3 — участки раздувов мощности. II, III — разрезы

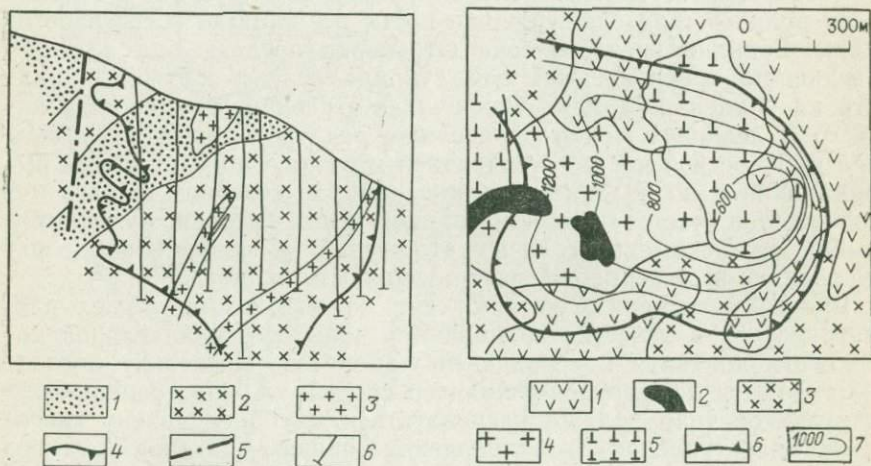


Рис. 41. Разрез месторождения Елаците, НРБ. По В. Милеву [39].

1 — палеозойские сланцы, контактово-метаморфизованные вблизи интрузий; 2 — гранодиориты; 3 — сienoдиоритовые порфиры и гранодиорит-порфиры; 4 — контур рудного тела; 5 — разломы; 6 — скважины

Рис. 42. Схема геологического строения месторождения Серро Колорадо, Панама. По материалам разных авторов [9].

1 — андезиты; 2 — рудные порфиры; 3 — кварц-монцитовая серия; 4 — кварцевые порфиры; 5 — молодые латиты; 6 — контур рудного тела на поверхности; 7 — изогипсы рудного тела (в абс. отметках)

ют форму сложных воронок (рис. 41, 42), сходных с отдельными частями Коунрадского штокверка.

Минерализованная зона месторождения Сурвэн-Сухайт в МНР по форме близка к плитообразному слабо изогнутому по простиранию телу. Обследование этого месторождения, проведенное автором совместно с А. Е. Шаболовским и Л. Мягмаром, и анализ положения в пространстве основных структурных элементов с использованием метода изолиний позволили выявить ряд принципиально важных деталей формы рудного тела.

Минерализованная зона Сурвэн-Сухайт располагается в массиве сиенит-диоритов, возраст которых пока достоверно не установлен. Нижнекаменноугольные вулканогенные отложения, обрамляющие массив, на всех изученных участках имеют тектонические контакты. Ознакомление с геологическим строением месторождения показало, что на северо-западном его фланге нижнекаменноугольные отложения надвинуты на сиенит-диориты, вероятно, со значительной амплитудой.

На поверхности минерализованная зона серповидной формы с ветвлением по простиранию и постепенным выклиниванием (рис. 43). В проекции на горизонтальную плоскость рудный штокверк имеет треугольную форму вследствие сближения линий выклинивания по падению. Лежащий бок штокверка отвечает сложной поверхности, главный элемент которой — прогиб — в осевой части рудного тела ориентирован почти по нормали к его простиранию. Граница висячего бока штокверка представляет плоскую поверхность, располагающуюся субпараллельно плоскости надвига на удалении от него. Различия в строении поверхностей висячего и лежащего боков определяют раздвиг мощностей рудного тела в его осевой части с тенденцией к возрастанию от линий выклинивания и по падению (см. рис. 43). На северном фланге месторождения часть минерализованной зоны срезана надвинутой глыбой нижнекаменноугольных отложений, а современной верхней границе штокверка отвечает поверхность надвига.

Рудный штокверк Сурвэн-Сухайт по положению может рассматриваться в качестве проницаемой зоны, субпараллельной поверхности контакта массива сиенит-диоритов. Поскольку последние являются лишь рудовмещающей средой, то рудогенерирующее интрузивное тело должно располагаться на более низких гипсометрических уровнях в направлении общего падения рудного штокверка. Какие-либо из развитых вне зоны минерализации и дисконформных с ней даек габбро-порфиритов, сиенит-порфиритов, аплитов, мелкозернистых гранитов и мезозойских порфиритов вряд ли можно связать с процессами рудоотложения. Сходно по форме рудное тело месторождения Эндако в Канаде, рассекающее массив кварцевых монцититов и не обнаруживающее видимой связи с каким-либо порфировым интрузивом.

Анализ форм и строения минерализованных зон серии медно-порфировых месторождений, представляющих их основные морфологические типы, позволяет заключить, что форма рудоносных

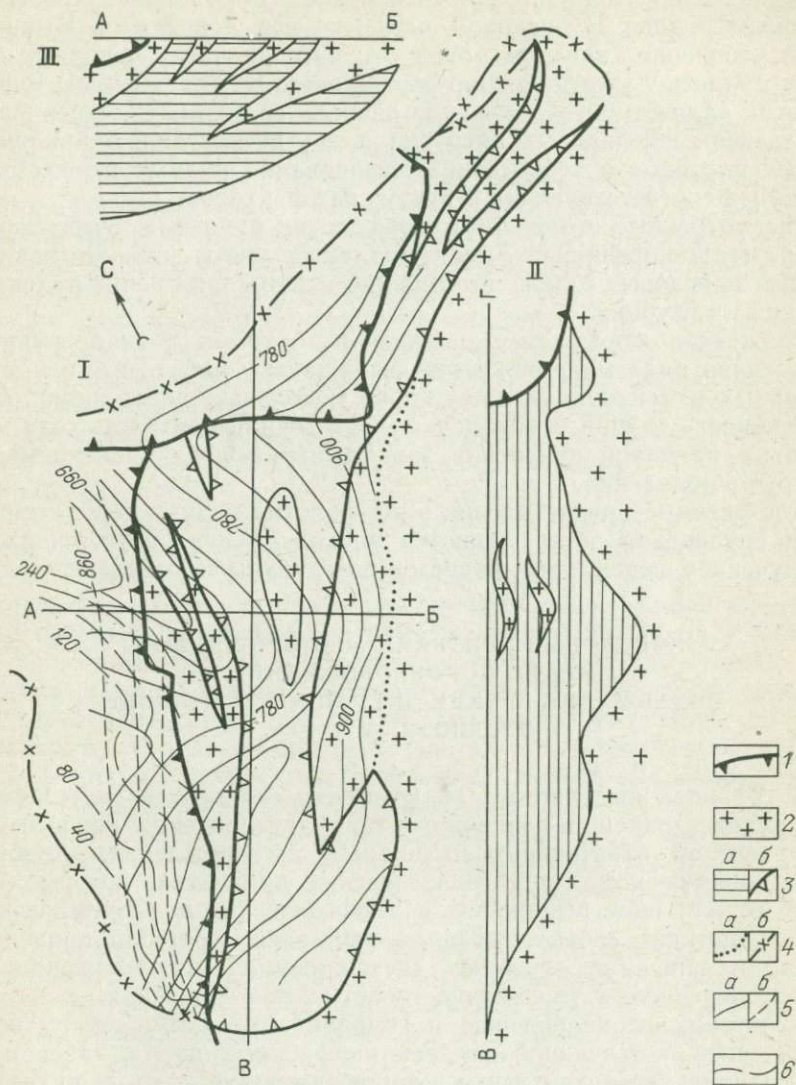


Рис. 43. Месторождение Сурзэн-Сухайт (МНР).

I — план изогипс минерализованной зоны, II — продольный разрез, III — поперечный разрез.

1 — границы надвинутых блоков нижнекаменноугольных отложений; 2 — сиенит-диориты; 3 — минерализованные зоны (а) и их границы на поверхности (б); 4 — линии выклинивания минерализованных зон по восставию (а) и по простиранию (б); 5 — изогипсы подошвы (а) и кровли (б) рудного штокверка; 6 — изопакиты

(рудоконтролирующих) порфировых тел является главным, но не единственным фактором, определяющим морфологию минерализованных зон. В ряде случаев факторы, вызывающие усложнение форм рудных штоков, остаются невыясненными. Выявление и уточнение таких факторов относится к числу основных задач в области геологии медно-порфировых месторождений. Решение этих задач требует в первую очередь сопоставления периодов становления порфировых интрузий и других составляющих рудоносных плутонов с периодами формирования рудных штоков и анализа соответствующих структурных факторов.

Рассмотренные особенности морфологии рудных тел месторождений медно-порфирового типа подлежат учету уже на ранних стадиях поисковых работ, но особенно важны при оценке рудопроявлений на глубину.

Сложность морфологии нижних и боковых границ рудных штоков ряда месторождений выражается прежде всего в значительных изменениях мощностей на небольших расстояниях. Ограниченность глубин скважин и недостаточная плотность сети могут быть причиной получения заниженных оценок описковываемых рудопроявлений.

Достоверные представления о морфологии рудных тел и сплошности оруденения обеспечиваются проходкой наклонных скважин с получением перекрытых разрезов до глубины не менее 500 м.

#### **ПОИСКОВЫЕ ПРИЗНАКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МЕДНО-ПОРФИРОВОГО ТИПА. СОДЕРЖАНИЕ СРЕДНЕ- И КРУПНОМАСШТАБНЫХ ПРОГНОЗНЫХ КАРТ**

В границах выделяемых по комплексу критериев потенциальных рудных районов различного типа установление перспективных участков, отвечающих возможным месторождениям, требует использования комплекса геологических признаков, которые находят то или иное выражение в геофизических и геохимических характеристиках соответствующих площадей. Обобщая приведенное выше описание основных составляющих медно-порфировых систем, перечислим следующие геологические признаки:

— штоки, штокообразные и неправильные тела, серии тесно сближенных и сливающихся даек порфировых пород, завершающие становление интрузивных комплексов продуктивных вулканоплутонических ассоциаций;

— трубчатые тела и валунчатые дайки, сложенные брекчиями интрузивных пород, включая и порфировые разности;

— зоны прожилково-штоковеркового окварцевания с сульфидной вкрапленностью либо с «медной зеленью» и гидроокислами железа;

— штокообразные и крупные жиловидные монокварцевые тела;

— комплекс гидротермально-метасоматических изменений (ка-

лишпатизация, биотитизация, серицитизация, аргиллизация, пропилитизация) в зональном размещении;

— проявления турмалинизации, огнисования, ангидритизации, цеолитизации в сочетании с другими типами изменений;

— поля рассеянной пиритизации;

— проявления рудной минерализации (молибденовой, медной, медно-мышьяковой, медно-свинцово-цинковой, свинцово-цинковой с серебром, магнетитовой и гематитовой).

Ни один из указанных признаков, взятый изолированно, не является определяющим. Решающее значение имеет сочетание комплекса признаков, прежде всего тех из них, которые отражают элементы рудно-метасоматической зональности на фоне интрузивных составляющих медно-порфировых систем.

На выходах месторождений с высокой интенсивностью гипергенных процессов ведущее значение имеют зоны развития кэпинга и приповерхностного выщелачивания. Из геофизических и геохимических характеристик поисковых площадей наиболее важны те, которые могут быть интерпретированы как отражение названных выше геологических признаков и составляющих медно-порфировых систем.

Перечисленные признаки различаются по конкретному выражению в районах разного типа, в частности по составу рудоносных порфировых фаз, строению и составу рудно-метасоматической зональности, составу руд и т. д. Однако главные элементы систем, как показано выше, присутствуют во всех типах рудных районов. В поисковом отношении обращает на себя внимание сходство признаков внешних частей месторождений (обычно пропилитизированные породы, несущие пиритизацию как ореол зоны промышленных руд), а также довольно частая приуроченность к внутренним безрудным зонам так называемых «кварцевых ядер», известных на объектах из районов разного типа.

Для поисковых целей существенное значение имеют размеры и геометрические формы основных составляющих медно-порфировых систем, что рассмотрено по работам В. С. Попова [19], А. И. Кривцова и И. М. Юдина [3].

Порфировые интрузивы по форме горизонтального сечения разделяются В. С. Поповым на дайкообразные тела, вытянутые и изометричные штоки. Отношение ширины к длине в сечениях штоков на уровне зон промышленных руд 0,2—0,6 и лишь в отдельных случаях близко единице. В. С. Попов средние площади сечений оценивает  $0,44 \pm 0,28$  км<sup>2</sup> (класс 0,1—1 км<sup>2</sup>),  $3,5 \pm 1,9$  км<sup>2</sup> (класс 1—10 км<sup>2</sup>), а в отдельных случаях они превышают 10 км<sup>2</sup>.

Для 86 рудных тел исследователем предложено разделение по форме горизонтальных сечений на две группы. В первой из этих групп отношение ширины к длине не превышает 0,33, а площади рудных тел в среднем  $0,1—0,2 \times 0,5—1,1$  км<sup>2</sup>. Во второй группе с отношением осей 0,33—1 около 40 рудных тел площадью сечений 0,3—0,7 км<sup>2</sup> (соответственно  $0,47 \times 0,7$  и  $0,64 \times 1,16$  км<sup>2</sup>), а 18 объектов — 1,41—6,75 ( $0,9 \times 1,48$  и  $1,85 \times 3,75$  км<sup>2</sup>). Площади рудных

тел укладываются в размах от  $30 \times 180$  м до  $(0,7-1,5) \times (2,0-3,0)$  км, а средние размеры горизонтальных проекций оцениваются В. С. Поповым  $600 \pm 250 \times 900 \pm 400$  м. Сопоставимыми площадями характеризуются тела вторичных халькозиновых руд.

В зависимости от морфологического типа рудных тел их площади либо увеличиваются с глубиной (конформные тела), либо уменьшаются (дисконформные), однако в любом случае они составляют лишь часть системы, находясь внутри более широких полей гидротермально-метасоматических изменений. Статистические оценки площадей развития последних отсутствуют, однако об их размерах можно судить по параметрам ореолов пиритизации, сменяющей рудные тела в зонах серицитизации и пропилитизации.

Показательны данные В. Холлистера (1974 г.) по 20 месторождениям Южной Америки. Сравнительно небольшими ореолами пиритизации характеризуются месторождения Ми Вида ( $1 \times 2$  км), Ла Алумбрера ( $1 \times 2$  км) и Кампана Махуида ( $2 \times 3$  км) в Аргентине; Квелловеко ( $1,5 \times 2$  км) и Мичикилья ( $2 \times 2$  км) в Перу; Эль-Абра ( $1 \times 2,5$  км) и Мантос Бланко ( $1 \times 3$  км) в Чили. Более значительны размеры пиритовых ореолов на таких объектах, как Лос Пеламбрес ( $1,5 \times 4,5$  км), Эль-Сальвадор ( $3 \times 3$  км), Моча ( $3 \times 4$  км) в Чили; Чауча ( $3 \times 4$ ), Серро Верде ( $3 \times 3$  км) и Морокоча ( $3 \times 5$  км) в Перу. Десятками квадратных километров измеряются площади пиритовых ореолов на месторождениях Парамиллос ( $6 \times 8$  км) в Аргентине; Чукикамата ( $3 \times 8$  км), Потрериллос ( $4 \times 6$  км), Ко Бланко ( $5 \times 11$  км) и Лос Бронхес ( $5 \times 11$  км) в Чили. Ореолы пиритизации значительных размеров известны и на многих объектах из других провинций и районов.

Все приведенные данные показывают, что даже небольшие месторождения медно-порфирового типа характеризуются значительными размерами сопутствующих им зон гидротермально-метасоматических изменений и сульфидной минерализации. Это обеспечивает потенциальную возможность выявления поисковых признаков месторождений при изучении потенциальных рудных районов уже в масштабе 1:200 000, а тем более при выделении работ в масштабе 1:50 000.

Составление прогнозных карт масштаба 1:200 000—1:50 000 подчинено задаче установления на площади потенциальных рудных районов перспективных участков, заслуживающих дальнейшего опонскования и оценки. Содержание таких карт должно отражать весь комплекс поисковых признаков и дополнять обычную геологическую нагрузку в сочетании с рассмотренной выше информацией, необходимой для определения позиций прогнозных площадей более высоких категорий — потенциальных рудных районов.

Геологические основы прогнозных карт должны обеспечивать фациально-формационное расчленение продуктивных вулканоплутонических ассоциаций и расшифровку структур, позволяющую выделить локальные древние поднятия и доягоживущие разрыв-

ные нарушения, которые могут контролировать размещение рудоносных интрузивов. При расчленении интрузивных образований необходимо установить фазовый и фашиальный состав, определить петрохимический профиль, выявить возрастные соотношения с установлением комплексов, предшествующих потенциально продуктивным плутонам, и более поздние образования.

Особого внимания заслуживает выделение и оконтуривание порфировых фаз (штоков, удлиненных тел, групп и серий даек), которые близки по составу породам главных фаз и в зависимости от типа района могут быть представлены гранит-порфирами, гранодиорит-порфирами, монцонит-порфирами, кварцевыми диоритовыми порфирами, а иногда и породами субвулканического облика — липаритовыми, липарито-дацитовыми и дацитовыми порфирами.

Брекчии, слагающие трубчатые изометричные и неправильные тела, а также валунчатые дайки, подлежат обязательному выделению независимо от их масштабов. Эти образования могут маркировать системы кольцевых и радиальных разрывов, развивающихся на периферии рудоносных штоков и штокообразных тел. Во многих случаях, особенно в условиях ограниченной обнаженности, брекчии трудно отличимы от конгломератов и грубообломочных пирокластических фаций. Решающее значение для определения принадлежности обломочных пород к инъецированным брекчиевым образованиям медно-порфировых систем имеют установление форм залегания и изучение состава обломков, среди которых ведущая роль обычно принадлежит интрузивным породам. Кроме того, эруптивные брекчии могут быть подвержены гидротермально-метасоматическим изменениям (окварцевание, серицитизация, турмалинизация) и нести сульфидную минерализацию.

Зоны прожилково-штоковеркового окварцевания, сравнительно легко устанавливаемые при картировании, выделяются на картах независимо от наличия в них проявлений рудной минерализации. Такие зоны могут быть расчленены по насыщенности прожилками и их преобладающей мощности, что отражает увеличение объема пород при дроблении и наложении окварцевания, различных по интенсивности в разных частях медно-порфировых систем.

Особый интерес представляют крупные штокообразные и жидовидные тела существенно кварцевого состава. Такие тела, сложенные либо однородным серым и молочно-белым кварцем, либо кварцем, в ассоциации с калишпатом образующим пегматоидные сростания, маркируют, как отмечалось, внутренние части глубокоэродированных медно-порфировых месторождений.

Гидротермально-метасоматические изменения требуют разделения по составу, формам проявления и интенсивности. При различиях в распространенности в районах разного типа поисковое значение могут иметь проявления калишпатизации, серицитизации, аргиллизации, пропицитизации, огипсования, цеолитизации, ангидритизации, турмалинизации, грейзенизации. Требуют выделения также зоны скарирования и сопутствующей им рудной ми-

нерализации, поскольку такие преобразования на некоторых месторождениях сопровождаются рудоносные порфириновые штоки (Бингхэм, Моренси, Карибу Белл, Стайкини Коппер, Или, Ок Теди, Речк, Саиндак, Коппер Каньон, Коппер Бэзии, Каратаская группа).

Оконтуривание площадей развития рассеянной пиритизации имеет существенное значение, поскольку при этом может быть установлено положение зон промышленной рудной минерализации. Пиритовые ореолы медно-порфириновых месторождений принадлежат к числу ведущих поисковых признаков. В окисленных частях месторождений пиритизация фиксируется развитием пятнистого ожелезнения, охватывающего значительные площади.

Проявления медной минерализации на прогнозных картах должны быть разделены по минеральному составу (халькопирит, борнит, энаргит, люционит, халькозин) с учетом ассоциирующих рудных и нерудных минералов и по формам обособления (вкрапленность, гнезда, прожилки, жилы). Такого же разделения требуют проявления сопутствующей молибденовой, полиметаллической, магнетитовой, гематитовой, оловянной и вольфрамовой минерализации.

Широко распространенные на выходах месторождений зоны развития «медной зелени» и ожелезнения (кэпинга) принадлежат к числу важных поисковых признаков, однако их происхождение далеко не всегда может быть однозначно интерпретировано без вскрытия на глубину.

Геофизические аномалии принадлежат к неотъемлемым составляющим прогнозных карт. Из гравиметрических и магнитометрических аномалий наиболее интересны те, которые позволяют провести расчленение интрузивных массивов и могут способствовать выделению различных по составу и времени становления фаз. Магнитометрические аномалии, кроме того, могут фиксировать внешние зоны скарирования и ороговикования, а также зоны интенсивных гидротермально-метасоматических изменений с пониженными магнитными свойствами. Поэтому на карты выносятся как положительные, так и отрицательные аномалии.

Полю развития сульфидной минерализации отчетливо отражаются в аномалиях метода вызванной поляризации, интенсивность которых сопоставима с насыщенностью пород пиритом. Аномалии, полученные при постановке этого метода, а также метода естественного поля при нахождении на площадях с комплексом других поисковых признаков заслуживают первоочередной проверки.

Важное значение для оценки перспектив имеют геохимические аномалии, устанавливаемые при изучении как первичных, так и вторичных ореолов. На карты выносятся моно- и полиэлементные аномалии с разделением их по интенсивности.

Перспективные участки, требующие проведения детальных поисковых работ, могут быть выделены как площади пространственного совмещения наибольшего числа из перечисленных поис-

ковых признаков. Естественно, что на период составления прогнозных карт из-за недостаточной изученности площади многие признаки могут быть не выявлены. Поэтому прогнозные карты должны дополняться картами поисковой изученности.

Составление таких карт решает вопросы, в какой мере предстоящие работы обеспечили установление поисковых признаков и насколько достоверны представления о перспективности площади. Эти оценки возможны на основе сопоставления плотности сети наблюдений с параметрами главных составляющих медно-порфировых систем с выделением недостаточно изученных участков.

Главный итог прогнозных исследований — составление карты направлений и видов поисковых работ, базирующейся на собственно прогнозной карте, содержащей поисковые признаки, и на карте изученности. Площадь исследований разделяется по степени перспективности на участки: перспективные по комплексу признаков, с неясной перспективностью и бесперспективные. Для участков первой категории предусматриваются такие направления и виды работ, которые могут обеспечивать либо выявление месторождений, либо перевод таких участков в бесперспективные. Соответственно намечаемые работы на участках второй категории должны обеспечивать их перевод в более высокую категорию либо в бесперспективные.

ВОПРОСЫ МЕТОДИКИ ПОИСКОВ  
МЕДНО-ПОРФИРОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

## ЗАРУБЕЖНЫЙ ОПЫТ ПОИСКОВ

Поиски медно-порфировых месторождений в провинциях Западно-Тихоокеанского металлогенического пояса на территории США, Чили и Канады ведутся более длительное время, чем в СССР. Поэтому обобщение опыта поисковых работ, проводившихся как в упомянутых, так и в других провинциях, представляет интерес для анализа вопросов рационального комплексирования различных видов работ и последовательности их проведения.

За последние годы значительные объемы поисковых работ были выполнены в провинциях Юго-Запада США, Британской Колумбии (Канада), Юкона и Аляски, Перуанско-Чилийской, Северо-Андийской и Мексиканской, в которых медно-порфировые месторождения были известны еще с прошлого века. Принципиально новые результаты были получены за предшествующие 10—15 лет в Юго-Восточной Азии, где выявлена Филиппинско-Новогвинейская провинция (с общими запасами около 25 млн. т меди), которая выдвинулась в число ведущих регионов. Обнаружение месторождений Саиндак в Пакистане и Сар-Чешме в Иране существенно изменило представления о перспективах центральной части пояса Тетис. Анализ опыта успешного проведения поисковых работ в некоторых провинциях и рассмотрении наиболее представительных примеров обнаружения месторождений составляют содержание данного раздела.

Провинция Юго-Запада США представляет собой ту часть Западно-Тихоокеанского металлогенического пояса, где после второй мировой войны было обнаружено наибольшее число месторождений медно-порфирового типа. По данным Дж. Лоуэлла (1976 г.), здесь за 1943—1975 гг. открыто 26 месторождений с суммарными запасами руды около 6,5 млрд. т при средних содержаниях меди 0,45—0,8%, что составляет примерно 10% запасов меди, учтенных в капиталистических и развивающихся странах на начало 1976 г.

Обзор истории открытия месторождений на Юго-Западе США и развития методики их поисков приведен в работе Дж. Лоуэлла. По материалам этого исследователя до второй мировой войны и в течение первых десяти послевоенных лет основным направлением поисковых работ были изучение и оценка известных рудопроявлений. С начала 50-х годов получило развитие активное направление поисков, подчиненное задаче обнаружения медно-пор-

фировых месторождений по выходам зон выщелачивания и элементам первичной зональности медно-порфировых систем. Несколько позднее стали использовать аэромагнитные и электромагнитные методы поисков, которые, как отмечает Дж. Лоуэлл, далеко не полностью оправдали возлагающиеся на них надежды. Применение опробованного в Канаде метода поисков по вторичным геохимическим ореолам на Юго-Западе США встретилось с ограничениями эффективности, определяемыми отсутствием остаточных почв и наличием перекрывающих месторождения осадочных образований. Более эффективными оказались поиски по первичным ореолам в комбинации с картированием гидротермально-метасоматических изменений.

Разработка в начале 60-х годов метода вызванной поляризации внесла существенный вклад в методику поисков медно-порфировых месторождений. Вместе с тем уже на ранних стадиях применения этого метода было установлено, что эффективность его снижается наличием на ряде объектов широких ореолов пиритизации, в пределах которых положение зоны промышленных руд этим методом непосредственно не определяется.

Анализ истории открытия 26 медно-порфировых месторождений на Юго-Западе США, выполненный Дж. Лоуэллом, показывает, что десять из них либо эксплуатировались в ограниченных масштабах, либо были известны как рудопроявления в течение десятилетий и фактически были «переоткрыты» с применением современных технических средств.

Именно таким образом было открыто месторождение Тайрон (штат Нью-Мексико), разрабатывавшееся с 20-х годов. Изучение и опробование зоны гипергенного выщелачивания, располагавшейся вблизи небольшого рудника, привело к выявлению запасов руд около 40 млн. т со средним содержанием меди 0,7 % \*. Скрытое месторождение Империл-Силвер Белл в штате Аризона с запасами руды 30 млн. т и содержанием меди около 0,75 % было обнаружено в результате анализа геологической позиции шахты, известной с 1909 г., и постановки вблизи нее поисково-оценочных работ. Точно так же геологическим картированием и бурением на месторождении Бэтл Маунтин, разрабатывавшемся с 1869 г., были выявлены запасы руды 50 млн. т с содержанием меди около 0,5 %. В результате геологического изучения и опробования на площади рудопроявления, известного с 1870 г., в 1955 г. было открыто месторождение Кристмас в штате Аризона с запасами руды более 100 млн. т при содержании меди 0,4 %. Работами по картированию и опробованию зон выщелачивания вблизи известных рудопроявлений с последующим разбуриванием открыты в Аризоне месторождения Итака Пик (175 млн. т руды, содержащей 0,53 % меди), Сьеррита (450 млн. т руды с 0,45 % условной меди), Ист Гельвеция (200 млн. т руды с 0,7 % меди), Коппер Бэзин (100 млн. т руды с содержанием условной меди 0,6 %), Кинг Пик-

\* Данные о запасах приведены на время открытия месторождений.

Меткалф (400 млн. т руды с 0,75 % меди). К этой же группе объектов по условиям обнаружения принадлежит и месторождение Мишн (штат Аризона), расположенное в едином с известным с 1951 г. месторождением Пайма поле гидротермально-метасоматических изменений, картирование и прослеживание которых привело к выявлению в 1954 г. 200 млн. т руд, содержащих более 0,75 % меди.

Открытие шести месторождений — результат постановки поисковых работ на выявленных при геологическом картировании участках развития гипергенных изменений и выходов гидротермально-измененных пород, интерпретированных как фланги зон промышленных руд. К числу этих объектов принадлежат месторождения в штате Аризона: Сан Мануэль (457 млн. т руды с 0,75 % меди), Саффорд (500 млн. т руды с содержанием меди более 0,5 %), Сан Ксавье Норт (100 млн. т руды с 0,5 % меди), Эсперанца (150 млн. т руды с содержанием 0,68 % условной меди), Сакатон (более 50 млн. т руды с 0,8 % меди), Каламазу (500 млн. т руды с 0,73 % меди).

Пять месторождений были обнаружены в итоге постановки поисковых работ на участках, выделенных в качестве перспективных на основе расшифровки гидротермально-метасоматической зональности и переинтерпретации результатов ранее проведенных работ. В эту группу в штате Аризона входят Коппер Крик (50 млн. т руды с содержанием меди более 0,5 %), Постон Бьютт-Флоренс (40 млн. т руды с 0,45 % меди), Рэд Маунтин, а также месторождения Хиллсборо в Нью-Мексико (около 70 млн. т руды с содержанием меди 0,7 %) и Каридад в Мексике (600 млн. т руды с 0,8 % меди).

При геологическом картировании, комплексированном с методом вызванной поляризации и постановкой бурения, были открыты месторождения Лэйкшор (472 млн. т руды с содержанием меди около 0,78 %) и Векол (75 млн. т руды с содержанием меди более 0,5 %).

В результате интерпретации данных магнитометрических исследований были открыты месторождения Пайма (3 млн. т руды с 0,5 % меди) и Твин Бьюте (530 млн. т руды с 0,7 % меди), на которых развиты зоны высокомагнитных скарнов.

Положительные результаты геохимических поисков, проведенных на участке развития гипергенного выщелачивания, получены на месторождении Дос Побрес в Аризоне, где выявлено 400 млн. т руды с содержанием меди около 0,72 %.

Исходя из условий нахождения месторождений, Дж. Лоуэлл ретроспективно проанализировал принципиальную возможность их обнаружения современными геохимическими и геофизическими методами (табл. 5). Этот анализ показал приложимость геохимических поисков к обстановкам 14 месторождений из 26. Для трех объектов эффективность геохимических методов оценивается как неопределенная либо вероятная. Условия нахождения остальных объектов не допускают использования таких методов.

Поисковые признаки, использованные при открытии  
26 медно-порфировых месторождений на Юго-Западе США  
за 1943—1975 гг. (по Дж. Лоуэллу, [9])

Поисковые признаки	Обнаженность, %	Число открытых месторождений
Зоны окисления и гипергенного выщелачивания вблизи старых выработок, известных месторожде- ний и рудопроявлений	10—100	10
Зоны окисления и гипергенного выщелачивания, вы- явленные при картировании	5—100	6
Фланговые и верхние зоны гидротермальных изме- нений, установленные при картировании	1—30	5
Магнитные аномалии	0	2
Аномалии ВП	0—10	2
Геохимические аномалии	25	1

Существенно ниже оцениваются возможности использования и эффективность метода вызванной поляризации. Для пяти объектов приложимость этого метода рассматривается как возможная или вероятная, для 11 как неопределенная. В двух случаях предполагается высокая эффективность возможной постановки метода вызванной поляризации и в двух случаях — магниторазведки. Обстановка нахождения остальных шести месторождений исключает эффективное использование этого метода.

Важно отметить, что обстановка нахождения лишь пяти месторождений из 26 допускает комплексирование геохимических и геофизических методов поисков с возможным положительным результатом. Следовательно, при отсутствии геологических данных и поисковых признаков, рассмотренных выше при характеристике обстановок обнаружения месторождений, более 75% объектов могло быть не открыто при условии применения только геохимических и геофизических методов.

В целом же вся сумма приведенных данных по медно-порфировым месторождениям Юго-Запада США свидетельствует о том, что эффективность поисковых работ зависит от рационального комплексирования геологических, геохимических и геофизических методов поисков, знания строения зон гипергенеза и положения рудных тел в общей гидротермально-метасоматической зональности медно-порфировых систем.

Конкретным примером успешного ведения поисков в рассматриваемой провинции может быть обнаружение месторождения Рэд Маунтин (штат Аризона, США). Программа выполненных поисковых работ включала геологическое картирование, геохимическое опробование коренных пород, проходку поисковых скважин, изучение и опробование ядерного материала [31]. Поводом для проведения работ послужило обнаружение халькози-

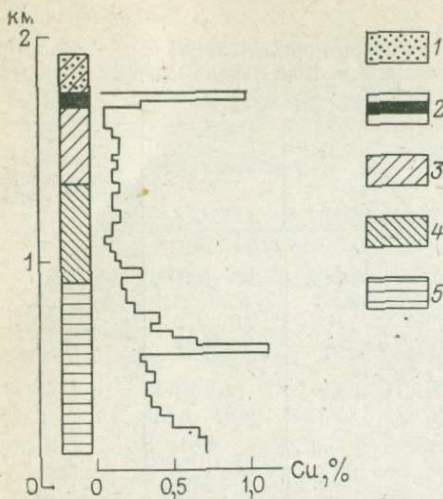


Рис. 44. Распределение меди по поисковой скважине на месторождении Рэд Маунтин, США. По Р. Корн [31].

1—2 — зоны гипергенных изменений: 1 — окисления и выщелачивания, 2 — вторичного сульфидного обогащения; 3—5 — зоны гипогенных изменений; 3 — окварцевания и серицитизации, 4 — слабой биотитизации, 5 — биотитизации и калишпатизации

новой минерализации на вершине холма, на 300 м выше днища прилегающей долины.

Первыми поисковыми скважинами было установлено, что халькозиновая минерализация располагается внутри зоны

окисления и, вероятно, представляет собой остатки зоны вторичного сульфидного обогащения раннего этапа гипергенных преобразований, сохранившиеся на фоне более поздних глубже продвинутых гипергенных изменений. Зона вторичного сульфидного обогащения оказалась удаленной от дневной поверхности на 300—500 м. Скважины глубиной до 800 м, заданные для оценки этой зоны, не только вскрыли вторичные халькозиновые руды, но и позволили установить ниже их первичные руды в зоне серицитизации (энаргит) и сменяющей ее зоне слабой биотитизации (халькопирит). Это обстоятельство потребовало увеличения глубины скважин для полного пересечения внешних метасоматических зон и вскрытия внутренних. Скважинами глубиной до 1500 м были выявлены три зоны изменений (рис. 44), содержащие в интервале глубин 1200 м первичные сульфидные руды с содержанием меди более 0,7 %.

Резко расчлененный рельеф на площади месторождения со значительными перепадами высот и большая глубина вскрытия скважинами позволили выявить строение рудной и метасоматической зональности в вертикальном интервале более 2 км, что способствовало целенаправленному ведению поисково-оценочных работ.

Рудовмещающий удлиненный шток кварцевых монцонитовых порфиров, сопровождающийся зоной ороговикования вмещающих андезитов палеоцена, располагается на фланге кальдерообразной структуры. Практически вся площадь развития вулканитов охвачена аргиллизацией и пиритизацией, а на флангах структуры — пропицитизацией. В центральной части структуры эрозией вскрыта зона серицитизации, почти конформная выходу штока кварцевых монцонитовых порфиров.

Аргиллизитовая и серицитовая зоны изменений характеризуются широким развитием энаргита, который ассоциирует с пири-

том, и частично перекрывается участками распространения свинцовой и цинковой минерализации. Халькопирит появляется лишь на более глубоких горизонтах, ниже зон распространения энаргита. Основной интервал распространения халькопирита начинается с зоны биотитизации, где ему сопутствуют магнетит и пирит, а во внутренней зоне и ограниченно распространенный борнит. Глубокие части месторождения отличаются широким распространением ангидрита. Успеху поисковых работ на месторождении Рэд Маунтин способствовало использование закономерностей строения зон гипергенных и гипогенных преобразований с оправданным применением глубокого бурения уже на ранних стадиях работ.

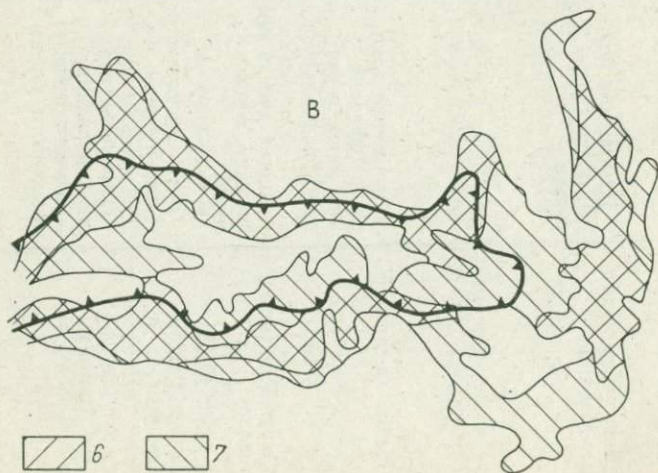
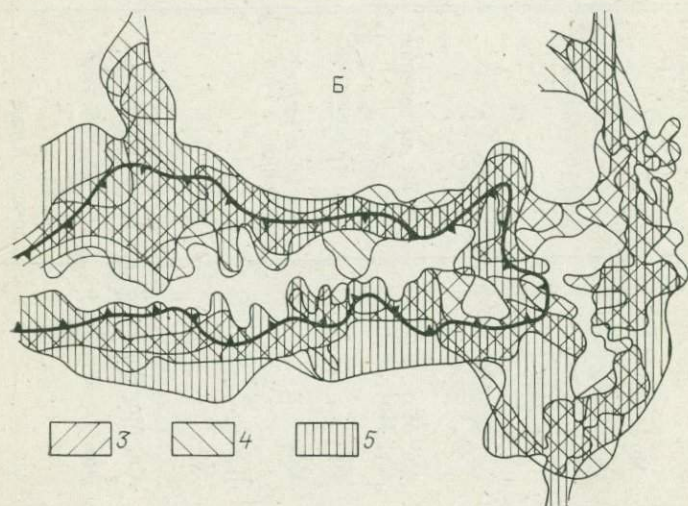
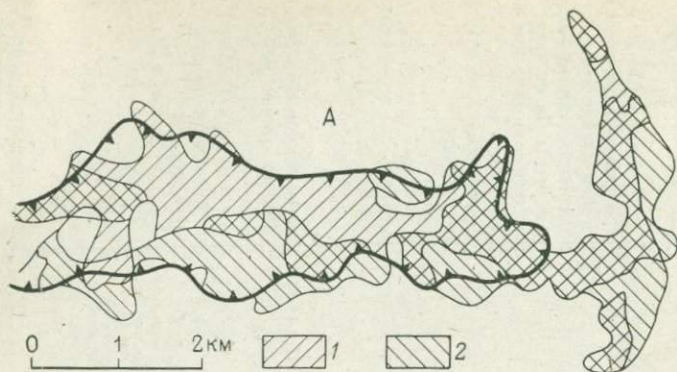
Опыт ведения геохимических поисков на Юго-Западе США и в Мексике обобщен в работе коллектива авторов под редакцией Т. Ловеринга и Дж. Маккарти мл. [38]. В этом обобщении выделено девять обстановок, отвечающих различным условиям ведения поисков (табл. 6): 1) эродированные рудные тела выходят на поверхность либо частично перекрыты остаточными почвами или коллювием; 2) слепые рудные тела, сопровождающиеся зонами изменений, которые проявлены на уровне современного эрозионного среза в рудовмещающих породах; 3) слепые рудные тела, сопровождающиеся зонами изменений дорудных толщ, которые несогласно перекрывают рудовмещающие породы; 4) рудные тела выходят на древнюю эрозионную поверхность, перекрытую неконсолированными проницаемыми отложениями; 5) рудные тела перекрыты пострудными вулканитами, которые рассечены разломами, сообщающимися с рудными телами; 6) рудные тела перекрыты литифицированными непроницаемыми осадочными толщами; 7) рудные тела перекрыты молодыми непроницаемыми отложениями; 8) рудные тела не выходят на древнюю эрозионную поверхность, которая перекрыта неконсолированными отложениями; 9) на современном эрозионном срезе располагаются остатки размывшихся рудных тел либо измененные породы из нижних флангов, создающие ложные аномалии.

Геохимические работы в районе молибден-медно-порфирового месторождения Или в штате Невада проводились для того, чтобы выявить распределение ряда элементов вокруг этого объекта в нескольких известных минерализованных интрузивных массивах и обнаружить предполагаемые слепые медно-порфировые системы. Опробованием была покрыта площадь около 40 км<sup>2</sup>, включающая пояс развития месторождений и штоки измененных монцонитов. В последних внутренние зоны (биотитизации и серицитизации) с рудной минерализацией сопровождаются ореолом пропицитизации. Вмещающие породы ороговикованы, а известняки в контактах со штоками содержат сульфиды, магнетит и гематит. На периферии штоков известны проявления золото-серебряной минерализации.

Район работ характеризуется перепадом высот до 700 м и хорошей обнаженностью, обеспечивающей примерно равную плот-

Геохимические характеристики некоторых молибден-порфировых и молибден-медно-порфировых месторождений Юго-Запада США и Мексики. (Обобщение результатов геохимических поисков по Т. Ловрингу и Дж. Маккарти [38])

Месторождение	Материал опробования	Элементы-индикаторы	Размеры аномалий	Тип обстановки по условиям поисков	Примечание
Коппер Каньон (штат Невада)	Измененные породы; почвы	Ag, Au, Bi, Co, Cu, Hg, Mo, Pb, Sr, Zn	0,5 км <sup>2</sup>	2; 3	Аномалии тяготеют к минерализованному интрузиву вблизи рудных тел
Коппер Крик (штат Аризона)	Ветви мескитового дерева	Mo	в 10 км ниже месторождения по течению потока	1	Изолированная аномалия у устья потока, дренирующего минерализованный участок
Санта Рита Восток (штат Нью-Мексико)	Отложения водотоков; тяжелая фракция	Cu, Fe, Mn, Mo, Pb, Sn, Zn, Ag	16 км <sup>2</sup>	2; 3; 5?	Несколько аномалий
Гельвеция (штат Аризона)	Отложения водотоков (фракция —80 меш) минерализованные породы	Cu Cu, Ag, Pb, Zn	5 км по течению	1; 2	Четкие аномалии Ag, Cu, Pb, Zn в минерализованных породах вблизи руды
Ла Каридад (Мексика)	Отложения водотоков (фракция —60 меш), листья дуба и мескитового дерева, тяжелая фракция	Mo, Cu, Zn, Ag, W	32 км по течению 22 км по течению 22 км по течению	1; 3	Протяженные аномалии Mo по трем методам
Минерал Бьютт (штат Аризона)	Грубые и тонкие фракции почв, свежие и измененные породы, листья и ветви растений	Cu, Mo, Au Co, Cu, Mo, Au, Ag, Zn Cu, Mo, Zn	1,5 км <sup>2</sup> 1,5 км <sup>2</sup> 1 км по течению	1; 2; 4	Широкие аномалии Au и Mo в тонких почвах; аномалии Co и Cu вблизи руды; аномалии Cu в растениях
Ногал Пик (штат Нью-Мексико)	Измененные породы, почвы, воды ручьев	Mo		1	Аномалии Mo в в большей части измененных пород; почвенные аномалии смещены по склону; гидрогеохимические аномалии вблизи месторождения отсутствуют
Пайма (штат Аризона)	Отложения водотоков (фракция —80 меш), ветви мескитового дерева	Cu, Mo Cu, Mo	10 км по течению	1; 4	
Округ Рэй (штат Аризона)	Листья дуба и мескитового дерева; почвы	Cu	На 10 м выше окисления	1; 4; 5	Аномалии над рудой по обоим методам
Сакатон (штат Аризона)	Ветви мескитового дерева и почвы	Mo	Нет	4	Аномалии не обнаружены
Округ Саффорд (штат Аризона)	Отложения водотоков (фракция —80 меш); ветви мескитового дерева	Cu, Mo, Pb, Zn, Ag Mo	около 200 км	1; 2; 3	
Округ Сьеррита (штат Аризона)	Биотит, выделенный из неизмененных пород	Cu	около 3 км <sup>2</sup>	1; 2	Аномалии Cu по биотиту на порядок выше, чем по вмещающим породам



ность пробоотбора. Расстояние между пробами в пределах зон гидротермальных изменений 60—90 м, вне таких зон — 150—300 м. Пробы отбирались по всем разностям пород, а результаты анализов обрабатывались как единый массив данных. Результаты работ отражены на геохимических картах (рис. 45).

Главный итог исследований — установление аномальных участков, предположительно отвечающих новой зоне гидротермальных изменений и минерализации субмеридионального простирания. Известные рудные тела хорошо выражены аномалиями мышьяка, сурьмы и свинца. Распределение других элементов в целом отвечает первичной зональности медно-порфировых месторождений и эквивалентно ряду S, Cu, Fe, Mo, Bi, Zn, Te, As, Sb, Pb, Ag, Mn с перекрытием ореолов. Обращают на себя внимание ореолы теллура. Среднее содержание этого элемента в измененных породах на два порядка выше кларковых. Максимальные его концентрации (до 1%) маркируют внешние части рудных зон медно-порфировых месторождений при развитии в широких почти непрерывных ореолах, резко угасающих по мере удаления от центров минерализации.

В районе Пайма (штат Аризона), включающем месторождения Сан Ксавье Норт, Пайма-Миш, Твин Бьютс и Сьеррита-Эсперанца, проводились рекогносцировочные геохимические поиски, в процессе которых отобрано 60 проб из осадков водотоков (фракция — 80 меш, плотность 1 проба на 4 квадратные мили) и 120 биогеохимических проб (ветви мескитового дерева) (плотность 1 проба на 2 квадратные мили).

Значительную часть площади района занимают докембрийские граниты Сьеррита, перекрытые палеозойскими осадочными породами. На последних залегают дислоцированные вулканогенные и осадочные образования мела, прорванные палеоценовыми интрузиями, которые изменяются по составу от диоритов до кварцевых монзонитов. Оруденение медно-порфирового типа связано со штоками кварцевых монзонитов. Общие запасы руд в районе оцениваются в 1500 млн. т с содержанием меди 0,5%. Основной рудный минерал — халькопирит сопровождается молибденитом и резко подчиненными тетраэдритом, сфалеритом и галенитом.

В результате проведенных работ месторождения Твин Бьютс и Сьеррита-Эсперанца выделены в аномалиях меди по отложениям водотоков с содержаниями 106—180 г/т. Меньшей интенсивностью обладают аномалии меди вблизи месторождений Сан

Рис. 45. Распределение.

А — меди (1 — >1000 г/т) и молибдена (2 — >20 г/т); Б — цинка (3 — >5000 г/т), свинца (4 — >100 г/т) и серебра (5 — >1 г/т); В — теллура (6 — >20 г/т) и мышьяка (7 — >100 г/т) в породах района месторождения Или (Невада, США)  
Утолщенные контуром выделена зона интенсивного окварцевания и ожелезнения, включающая известные месторождения и рудопроявления. По Т. Ловерингу и Дж. Маккар-  
ти [38]

Ксавье Норт и Пайма-Миш. Отмечается, что ореолы высокой интенсивности, развитые на периферии эксплуатируемых месторождений, могут иметь техногенную природу, поскольку вблизи разведываемого месторождения Сан Ксавье интенсивность аномалий не превышает 40 г/т меди. Наиболее богатое молибденом месторождение Сьеррита-Эсперанца отражается в концентрациях этого элемента 300—950 г/т.

При геохимических поисках в районе месторождения Санта-Рита (штат Нью-Мексико) использован комплекс методов.

На площади работ широко развиты частично консолидированные обломочные породы мощностью до 300 м, перекрытые аллювием. Выходы более древних пород по долинам рек также частично перекрыты аллювиальными отложениями. В области горстового поднятия Санта Рита развиты палеозойские карбонатные отложения с подчиненными сланцами и песчаниками, верхнемеловые кварциты, песчаники и сланцы, позднемеловые кварцевые диориты. Третичные образования, сохранившиеся в грабенообразных структурах, представлены миоценовыми вулканитами мощностью 2—2,5 км, сформированными после медно-порфировой минерализации.

Руды в районе месторождения Санта-Рита сложены халькозинном, халькопиритом и пиритом; менее распространены борнит и молибденит. Изменения вмещающих пород выражены в окварцевании, серицитизации, аргиллизации, пропицитизации, пиритизации и скарнировании. В районе известны небольшие месторождения метасоматических и жильных полиметаллических руд.

Работы включали отбор проб из коренных пород, из отложенных водотоков с извлечением для анализа фракции —80 меш и отбор шлихов для анализа магнитной и тяжелой фракции. Плотность пробоотбора на изученной площади 220 км<sup>2</sup> около 1 образца на 1 км<sup>2</sup>.

Сопоставлением данных трех использованных методов показана высокая информативность шлихового материала, фракции которого несут высокие содержания всех анализируемых элементов.

Магнитная фракция содержит обломки окисных минералов железа и марганца, особенно обильных на участках вскрытия месторождений дренажной сетью. Высокие содержания элементов-примесей в магнитной фракции связаны с поступлением материала из зон окисления месторождений. Повышенными содержаниями Mn, Pb, Cu, Zn и Mo выделена аномальная зона, вытянутая на 29 км вдоль разлома Мимбрес. К этой же зоне приурочены повышенные концентрации некоторых элементов в немагнитной фракции.

Выветрелый первичный ореол месторождения Санта Рита прослеживается высокими содержаниями Mn и аномалиями цветных металлов (по немагнитной фракции).

Итоги работ показали: 1) возможность использования концентрации Mn в магнитной фракции для определения внешних частей

зон медно-порфировой минерализации; 2) совпадение участков высоких значений отношения  $Fe/Mn$  ( $\geq 100$ ) в магнитной фракции с ореолами пиритизации; 3) появление высоких концентраций металлов в немагнитной фракции при вскрытии эрозией первичных либо вторичных руд и сопоставимость уровней содержания элементов фракции и в источниках обломочного материала.

В обзоре Т. Ловеринга и Дж. Маккарти оценивается применимость различных методов геохимических методов поисков к разным стадиям работ. В качестве основных методов на стадии рекогносцировочных поисков выделяются следующие:

а) опробование глинистого материала отложений водотоков, позволяющее приближенно оценить местонахождение источника рудообразующих элементов;

б) шлиховой метод с определением содержаний рудообразующих и примесных элементов в магнитной, немагнитной и тяжелой фракциях, концентрирующих продукты разрушения зон гипергенеза вскрытых эрозией месторождений;

в) опробование интрузивных пород на массу и отбор монофракций темноцветных минералов интрузивных пород, в первую очередь биотита, с определением содержаний меди с целью установления принадлежности массивов к потенциально рудоносным.

На стадии детальных работ наиболее эффективны поиски по почвенным ореолам, а также опробование измененных пород, позволяющее установить возможное расположение зоны рудной минерализации. На некоторых объектах получены положительные результаты при изучении распределения меди во вторичных биотитах, развитых в непосредственной близости от промышленных руд.

Вопросы методики поисков в условиях Мексиканской провинции рассмотрены Р. Силлитоу [45]. Отмечается, что эффективность различных геохимических методов поисков в значительной мере зависит от степени характера преобразований первичных руд медно-порфирировых месторождений в зоне гипергенеза.

Ярозитовые и гематитовые образования кэпинга (зоны окисления) существенно обеднены медью, концентрации их иногда не превышают фоновых значений, но сохраняют высокие содержания молибдена. Высокая мобильность меди при формировании подобных зон способствует накоплению этого элемента в отложениях водотоков с формированием значительных аномалий. В этом отношении интересны некоторые примеры.

На месторождении Сан Хозе дель Дезерто зона ярозитового кэпинга, развившаяся над бедными первичными рудами, характеризуется фоновыми содержаниями меди и молибдена, но обрамлена кольцевой аномалией обих. На участке Мезтли ярозитовая зона обеднена медью, но отличается высокими содержаниями молибдена, связанными с широким развитием ферримолибдита. Почвы месторождения Ла Каридад, располагающиеся над гематитовым кэпингом, содержат менее 200 г/т меди, а концентрации молибдена изменяются от 31 до 400 г/т. В то же время на

периферии месторождения, на выходах гётитового кэпинга и вторичных халькозиновых руд содержания меди в почвах превышают 500 г/т. Аномальные концентрации меди, в 16 раз превышающие фоновые, прослеживаются в осадках водотоков на 18 км от этого месторождения. Гётитовые зоны гипергенеза отличаются содержаниями меди, превышающими 1000 г/т, как это установлено на Эль-Арко, Эль-Алакран и других месторождениях и рудопроявлениях.

Зоны гипергенеза в полупустынных и пустынных обстановках провинции обнаруживаются по окраске при аэрофотогеологических работах. Однако различия в цветовой гамме кэпинга разных типов и ее интенсивности не позволяют уверенно выделять и забраковывать цветовые аномалии. При таких работах существенное значение имеет отсутствие либо угнетенное развитие растительности на участках «кэпинга», как, например, на месторождениях Маллика, Ингуаран и Сан Исидро.

Расположенное в южной части Британской Колумбии (Канада) месторождение Мэгги принадлежит к числу объектов, которые были открыты при ведении планомерных поисков на площадях с известными проявлениями сульфидной минерализации. На площади месторождения Мэгги в начале XX в. в ограниченном объеме обрабатывались линзовидные халькопирит- и пирит-содержащие кварцевые тела, приуроченные к зоне разлома и располагающиеся на периферии обширного пиритового ореола (1000×5000 м). Две попытки разбуривания различных участков площади одиночными скважинами, предпринимавшиеся в 1962 и 1964 гг., не дали положительного результата. В 1968 г. скважиной глубиной около 450 м, заданной примерно в центральной части пиритового ореола, на глубине 300 м была вскрыта халькопиритовая минерализация. Дальнейшее разбуривание участка привело к выявлению зоны промышленных руд, выходящих под рыхлые отложения, мощность которых 5—50 м. Размеры минерализованной зоны, оконтуренной по содержанию меди 0,2%, составляют 300×1100 м при согласной ориентировке с осями пиритового ореола. Месторождение разведано вертикальными скважинами по сети (100—120)×(100—120) м, в результате чего до глубины 700 м оконтурено рудное тело, имеющее в поперечных сечениях воронкообразную форму с запасами руды 20 млн. т, содержанием меди 0,28%, молибдена 0,029% [36].

Промышленная минерализация развита в пределах интрузива диоритов — гранодиоритов в центре обширного ореола (1×5 км) интенсивной пиритизации пермских отложений. Оруденение наиболее тесно связано с зоной развития гидротермального биотита. Изучение качественных характеристик биотитов (цвет, структура, размеры выделений и т. д.) и зависимости максимума плеохроизма от величины отношения  $Fe/Fe+Mg+Mn$  (по данным анализа биотитов методом электронного микроскопа при освещении окраски соответствует уменьшению величины отношения) показало, что минерализация с содержанием меди более 0,2% ассоциирует

только с темноокрашенным биотитом; с переходом к более убогим рудам окраска биотитов светлеет. Эти данные использовались для установления границ развития промышленного оруденения.

Биотитизацией охвачена центральная часть месторождения, включая как интрузивные, так и вмещающие их породы. Внешняя граница зоны биотитизации близка по форме ограничению рудной зоны по содержанию меди 0,2 %.

Для Перуанско-Чилийской провинции могут быть рассмотрены примеры проведения поисковых работ на месторождениях Эль-Абра (Чили).

Месторождение Эль-Абра, разведанное к 1977 г., располагается в 42 км к северу от широко известного уникального по запасам месторождения Чукикамата. Медное оруденение на площади месторождения было известно еще до завоевания Южной Америки испанцами как источник бирюзы и хризоколлы, добывавшихся индейцами. В начале XX в. эксплуатировалось несколько жил, наиболее значительная — жила Мария.

Площадь выхода месторождения на поверхность составляет  $100 \times 300$  м. До 1965 г. было пройдено семь скважин, установивших под зоной окисных медных руд вкрапленные сульфидные руды. Руды зоны окисления до 1971 г. использовались в качестве флюсов на горно-металлургическом комплексе Чукикамата. В 1975 г. были начаты широкие поисковые работы, включавшие детальное картирование поверхности, геохимические поиски, бурение и горные работы. К завершению разведки месторождения пройдено 33 тыс. м скважин, 1500 м штолен и шахт на площади  $1200 \times 800$  м. Месторождение разведано по сети  $100 \times 100$  м комбинацией вертикальных (глубина 200—300 м) и наклонных (28 скважин глубиной 350—500 м в четырех профилях) скважин, штольни длиной 1200 м и шахт глубиной 60—100 м [27].

Зона промышленных руд месторождения Эль-Абра хорошо выражена во вторичных геохимических ореолах (рис. 46). Рудный штокверк с содержанием меди более 0,3 % и запасами руд 1500 млн. т (0,8 % меди) располагается внутри контура аномалии, выделенной по содержанию меди в почвах более 1285 г/т, и занимает почти треть ее площади. В этом же контуре находится и аномалия, выделенная по содержанию молибдена в почвах, превышающем 20 г/т. Однако эта аномалия не перекрывает площадь штокверка, а лишь частично соприкасается с ней, огибая с юго-востока. Локальная аномалия концентраций мышьяка ( $>67$  г/т) примыкает к промышленной рудной зоне. Аномальные содержания свинца в почвах (12 г/т) установлены на нескольких разобнесенных участках изометричной формы, маркирующих ближнюю и дальнюю периферию рудного штокверка.

Жила Мария, с которой началось геологическое освоение площади месторождения, хорошо выражена во вторичных ореолах повышенными содержаниями меди, свинца, цинка, мышьяка и серебра. Эта жила находится вне промышленного штокверка месторождения и удалена от него примерно на 1 км к востоку. При

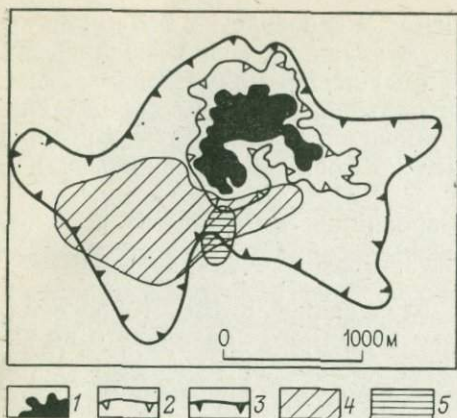


Рис. 46. Геохимические ореолы месторождения Эль-Абра (Чили). По Дж. Амбрусу [27].

Содержание меди в породах: 1 —  $>0,8\%$ ; 2 —  $>0,3\%$ . Содержание элементов в почвах: 3 —  $\text{Cu} > 1285$  г/т; 4 —  $\text{Mo} > 20$  г/т; 5 —  $\text{As} > 67$  г/т

протяженности жилы более 1800 м мощность ее 2—4 м. Она прослежена до глубины 300 м при падении под углом около  $65^\circ$ . Основные рудные минералы жилы — пирит, халькопирит, борнит,

эзаргит. Вблизи жилы Мария известны более мелкие жилы того же простирания, несущие медную и золото-медную минерализацию. Все они рассматриваются в качестве продуктов самых поздних проявлений минерализации, связанных с остаточными растворами, которые мигрировали по полостям трещинных зон на флангах месторождения.

Большую часть площади месторождения занимают диориты Эль-Абра, в которых по петрографическому составу выделяются собственно диориты, биотитовые диориты, кварцевые диориты, монзониты, монцодиориты, гранодиориты, граниты и сиениты, связанные постепенными переходами. К центральной части месторождения приурочены удлиненные штокообразные тела дацит-риодацитового состава с порфировым сложением.

Гидротермально-метасоматические изменения проявлены в гранодиоритах и всех породах группы Эль-Абра, а также в более поздних образованиях и в первом приближении зональны относительно штоков дацитов—риодацитов. Общая зональность гидротермально-метасоматических изменений выражается в том, что центральная зона калишпатизации и биотитизации обрамлена зоной биотитизации, которая отделена от пропилитизированных пород локальными участками ранней калишпатизации. Проявления серицитизации не подчинены этой зональности и установлены во всех ее составляющих.

Рудный штокверк, оконтуренный по содержанию меди более  $0,3\%$ , в целом очерчивает центральную зону метасоматитов, но при более широком распространении пересекает границы всех остальных зон. Рудная минерализация имеет вкрапленный, прожилково-вкрапленный и прожилковый характер. Основной объем ее связан с зонами серицитизации, где главные ассоциации — пирит—борнит, пирит—борнит—теннантит (иногда с галенитом), халькопирит—пирит—сфалерит, пирит—халькопирит, пирит (иногда с ильменитом).

Широкое площадное развитие гидротермально-метасоматических изменений, значительные размеры выхода под рыхлые отложения рудного штокверка, наличие хорошо проявленной зоны окисленных руд мощностью до 60 м позволяют отнести месторождение Эль-Абра к числу легко открываемых объектов. Выделение площади месторождения Эль-Абра для проведения поисков основывалось на наличии выходов окисных руд и сульфидоносных жил, располагающихся на периферии рудного штокверка.

В слабо изученной северной части Перу при рекогносцировочных поисках хорошо зарекомендовал себя метод донных осадков с низкой плотностью опробования (через 10 км). Эти работы, выполненные на площади 25 000 км<sup>2</sup>, позволили выявить ряд перспективных площадей, детализация которых привела к обнаружению месторождений Канъариако, Турмалина и др. [28]. Из проб исходной массы 0,25—0,5 кг анализировалась фракция —80 меш с определением меди, свинца, цинка, молибдена и серебра.

Постановке поисков на всей площади предшествовали опытно-методические работы на участке, прилегающем к разведанному, но не эксплуатировавшемуся месторождению Мичикилья (500 млн. т руды с содержанием меди 0,7 %). Осадки водотоков, в верховьях которых расположено месторождение, опробовались через 100—200 м с оценкой распределения меди, молибдена и цинка на расстоянии более 13 км. За минимально-аномальные концентрации элементов были приняты их средние геометрические содержания, увеличенные на удвоенные значения стандартных отклонений.

В результате опытно-методических работ было установлено, что содержания меди в интервале расстояний от месторождения 1—2,5 км в 16 раз выше минимально-аномальных, 2,5—4 км в 2 раза, 4—8,5 км выше либо равны, а на расстоянии 8,5—11,5 км — ниже минимально-аномальных. Для молибдена эти соотношения таковы: в 4 км ниже месторождения его содержания в два раза выше аномальных, а в интервале 4,5—11,5 км ниже значений минимально-аномального содержания. Этим определилась плотность пробоотбора при рекогносцировочных поисках, соответствующая интервалам между пробами 8—12 км.

Анализ дренажной сети района работ включал определение порядка водотоков, заслуживающих опробования, исходя из сопоставления площадей водосбора и длины водотоков с принятой средней плотностью опробования (проба на 25 км<sup>2</sup>). Из опробования были исключены постоянные и временные водотоки длиной менее 1 км и реки протяженностью более 20 км (в среднем 40 км).

Обработка 1230 проб включала расчет минимально-аномальных содержаний для всего массива данных (Cu 70 г/т, Mo 8 г/т, Pb 80 г/т, Zn 150 г/т, Ag 2,5 г/т), для проб, сгруппированных по географическим зонам (Тихоокеанский и внутриконтинентальный склоны), по водотокам различного порядка и литологическим разностям пород. Построение геохимических карт велось обычным путем с разбивкой проб по классам содержаний. В итоге было выделено несколько высокоаномальных участков (рис. 47).

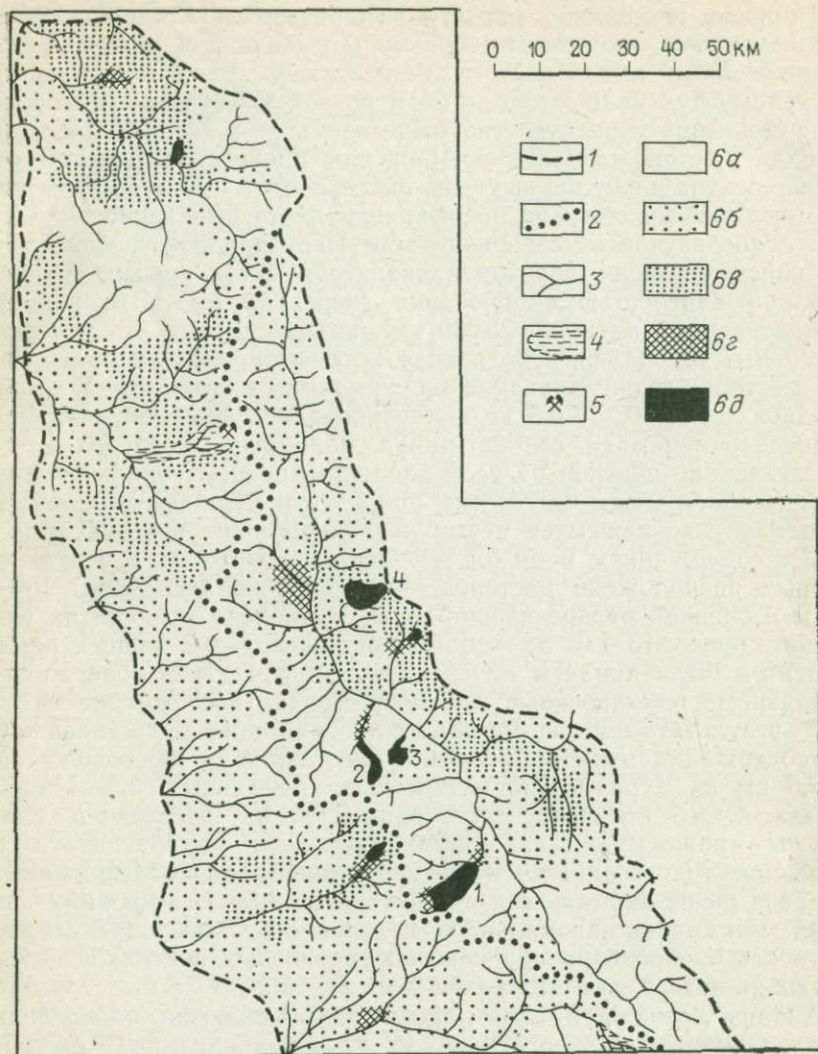


Рис. 47. - Распределение меди в отложениях водотоков на севере Перу. По Дж. Балдоку [28].

1 — границы площади рекогносцировочных геохимических поисков; 2 — линия водораздела; 3 — основные водотоки; 4 — зона техногенного ореола; 5 — медно-порфировые месторождения; 6 — содержания меди (г/т), при минимально аномальном 70: а — 0—17; б — 18—35; в — 36—70; г — 71—140; д — 141—280. Перспективные участки: 1 — Ла Гранха, 2 — Каньяриако, 3 — Пандачи, 4 — Ла Гуака — Ла Вега

Дж. Балдок [29] указывает, что на участке Каньяриако аномалии меди отмечаются в 17 км от минерализованной зоны ниже по течению притока четвертого порядка. Геологическими маршрутами на участке была установлена минерализованная зона, ассоциирующая со штоком тоналитовых порфиров, прорывающим вулка-

ниты андезитового состава. Эта зона фиксируется аномалиями свинца и цинка, предположительно отвечающими флангам месторождения. По поисково-оценочным работам с разбуриванием участка запасы его 300 млн. т руды с содержанием меди 0,45—0,8 %.

На участке Ла Вега развита вкрапленность пирита с халькопиритом и молибденитом, а на участке Ла Гуака обнаружены халькозиновые руды, содержащие до 3 % меди. По предварительным результатам поисково-оценочных работ предполагается, что здесь возможно выявление месторождений большего масштаба, чем Каньяриако.

Поисковые работы, выполненные в Иранско-Пакистанской провинции, включали постановку комплекса методов, обнаруживших различную эффективность на открытых месторождениях.

Месторождение Сар-Чешме — наиболее крупный меднорудный объект Ирана. Участок был выделен в качестве перспективного при общегеологических исследованиях, на ранней стадии которых была установлена зона аргиллизации и охр в поле развития гранодиоритов, а на последующей — на вершинах холмов были обнаружены выщелоченные породы и участки развития ожелезнения («кэпинг»). Важно отметить, что на площади месторождения имеются следы древних разработок, а на периферии известны частично эксплуатировавшиеся проявления жильной и прожилково-вкрапленной медной и полиметаллической минерализации в каолинизированных вулканитах и гранодиоритах. Запасы меди на одном из этих рудопроявлений (Дех Сиахан) оцениваются в несколько десятков тысяч тонн.

Геохимические поиски велись путем опробования аллювия по широко разветвленной дренажной сети, а детализация включала опробование почв по профилям. Пробы анализировались на медь, свинец и цинк, но аномалии двух последних установлены не были. Аномалия меди по содержанию более 160 г/т почти совпала с массивом гранодиоритов, а его центральная часть оказалась в контуре содержания Си более 700 г/т. Зона промышленных руд площадью 900×2000 м, приуроченная к штоку гранодиорит-порфиров на южном фланге массива, оказалась в границах аномалии с содержанием меди более 250 г/т и частично перекрыта аномалией по контуру содержания выше 700 г/т. Смещение вторичного ореола относительно рудной зоны следует, вероятно, объяснять транспортировкой опробованного материала, так как месторождение располагается в верховьях водотоков.

Месторождение разведывалось с 1967 г. скважинами и горными выработками. Всего на площади 1,8 км<sup>2</sup> пройдено 194 скважины алмазного бурения (28 300 м) и 54 шарошечного (5240 м) и 17 200 м горных выработок. Скважины средней глубиной около 150 м проходились вертикально и располагались по сети 100×100 м. Проведенными работами установлены зоны выщелачивания и окисления средней мощностью 26 м, зона вторичного сульфидного обогащения мощностью 37 м и зона первичных руд, вскрытая на 140 м. Запасы месторождения в контурах карьера при

бортовом содержании меди 0,4 % оценены в 420 млн. т руды со средним содержанием меди 1,13 %, молибдена 0,03 %. В промышленные запасы не вошли 92,3 млн. т окисленных руд с содержанием меди около 2 % и 335,2 млн. т сульфидных руд с содержанием меди около 0,9 %. По данным продолжающихся буровых работ, направленных на оценку флангов рудной зоны и оконтуривание ее на глубине, запасы месторождения могут достигнуть 800 млн. т руды с содержанием меди около 1 %.

Минерализованная зона приурочена к южному флангу штока гранодиорит-порфиров и выходит во вмещающую вулканогенную толщу, где локализовано около половины выявленных руд. Промышленная минерализация охватывает площади развития биотитизации и серицитизации. Первичные руды образованы пиритом, халькопиритом, молибденитом и более редким борнитом, развитыми в виде вкрапленности и прожилков. Отмечаются также пирротин, рутил, сфалерит, галенит, блеклые руды и магнетит. Для молибденита, содержание которого увеличивается с глубиной, более характерны вкрапленные и мелкогнездовые обособления. Наиболее богатые первичные руды развиты в андезитах в виде полукольца, обрамляющего шток гранодиоритов. В зоне вторичного сульфидного обогащения преобладает халькозин; ковеллин встречается вблизи ее нижней границы.

В целом, в обстановке высокой интенсивности процессов гипергенного преобразования руд, характерной для месторождения Сар Чешме, геохимические методы поисков по вторичным ореолам (в варианте опробования аллювия) оказались достаточно эффективными и позволили на ранних стадиях работ уточнить положение зоны развития промышленных руд в пределах значительной площади проявления гидротермально-метасоматических изменений и супергенных процессов.

Месторождение Саиндак в Пакистане было открыто в результате постановки поисковых работ на перспективном участке, выделенном при проведении региональных геологосъемочных работ в 1962 г. На этом участке еще с конца прошлого века были известны мелкие жилы с полиметаллической минерализацией. Однако основанием для выделения перспективного участка послужили не эти жилы, располагающиеся, как впоследствии выяснилось, на периферии месторождения, а локальные проявления маляхитизации. Поисковая программа 1971—1974 гг. включала геологическое картирование, литогеохимические поиски, наземную магнитометрию, электроразведку методом ВП и ограниченный объем бурения. С конца 1974 г. до 1976 г. по итогам предварительных поисков была проведена разведка месторождения, включавшая проходку 30 тыс. м наклонных и вертикальных скважин с частичным перекрытием в профилях. Месторождение разведано до глубин 300—400 м по сети 100—120×200 м со сгущением на отдельных участках до 50—60×100—120 м [9].

Проведенными работами выявлены три рудных тела с различным составом и запасами: Восточное (220 млн. т руды с

Рис. 48. Положение аномальных участков и рудных тел на месторождении Саиндак, Пакистан. По Р. Силитоу и С. Хану [9], с упрощениями.

1 — аномалии наземной магнитометрии 100 гамм; 2 — изоаномалы метода вызванной поляризации (мс); 3 — содержания меди в породах 0,1 %; 4 — зоны биотитизации и калишпатизации с турмалином, пиритом, халькопиритом, магнетитом, молибденитом; 5 — контуры рудных тел по содержанию меди >0,3 %; А — Южного, Б — Северного, В — участок Северного рудного тела



0,39 % Cu, 0,1—0,14 г/т Au и 0,01 % Mo на отдельных участках), Южное (50—55 млн. т руды с содержанием Cu 0,49 %, Au 0,5 г/т и около 30 млн. т руды с 0,024 % Mo) и Северное (20 млн. т руды с 0,5 % Cu и 0,5 г/т Au).

Минерализованные зоны месторождения контролируются тремя штоками тоналит-порфиоров (кварц-диоритовых порфириров) — сателлитами основного массива (порфиоровые тоналиты с переходами к гранодиоритам), с которым они связаны дайкообразными телами. В штоках выделяются тоналит-порфиры, крупнозернистые тоналиты, гибридные породы эндоконтактов. Возраст рудоносных штоков определяется в пределах от  $19,0 \pm 1,2$  до  $22,7 \pm 1,6$  млн. лет. Три центра развития рудной минерализации, приуроченные к штокам, располагаются в обширном поле пиритизации ( $3,5 \times 1 - 2,3$  км), продолжающейся за промышленными контурами в пропилизированных вмещающих породах.

Как видно из рис. 48, площадь Восточного рудного тела выделяется группой литогеохимических аномалий с содержанием меди более 1000 г/т, располагающихся в полях развития калиевых изменений (биотитизация и серицитизация). Хотя в таком приложении литогеохимический метод сводится по существу к опробованию минерализованной зоны, а не к ее поискам, полученная сходимость контуров представляет интерес в связи с достаточно высокой интенсивностью гипергенных изменений. В аномальной зоне ВП рассматриваемое рудное тело располагается среди полей умеренных значений (между максимальными и минимальными), но не очерчивается контурами изоаномал. В магнитном поле Восточное рудное тело не получило отражения.

Южное рудное тело вписано в контур литогеохимической аномалии с содержанием меди более 1000 г/т, установленной среди гидротермально-измененных пород. Минерализованная зона по форме и по площади сопоставима с аномалией умеренной интенсивности, выявленной по методу ВП. При значительном перекрытии с рудным телом эта аномалия смещена относительно нее к юго-западу на 50—80 м. В магнитном поле аномалией интенсивностью более 79,6 мА/м получила отражение лишь северо-западная часть Южного рудного тела при крайне ограниченном перекрытии.

Магнитометрией отчетливо выделился основной массив порфировых тоналитов, не несущий промышленной минерализации и фланг Северного рудного тела, где широко развиты скарны и магнетитсодержащие руды.

Опыт поисков месторождений медно-порфирового типа в Народной Республике Болгарии обобщен Р. Димитровым (1978 г.). Он отмечает возможность обнаружения вскрытых эрозионным срезом рудных тел при поисках по вторичным ореолам. Элементы-индикаторы оруденения (Cu, Mo, Ag, Au) в карбонатных почвах образуют ореолы высокой интенсивности, а в хорошо дренированных почвах — неконтрастные аномалии с неравномерным распределением содержаний. В ряде случаев вторичные ореолы совпадают с первичными, в строении которых участвуют Cu, Mo, As, Ag, Au, Sb, Sn. Наибольшие концентрации в первичных ореолах у меди, а такие элементы как Pb и Zn характеризуются минимальными содержаниями.

Для разбраковки геохимических аномалий используются данные гравиметрии, позволяющей очертить гидротермально-измененные породы, которые выделяются как отрицательные аномалии поля силы тяжести. Подобные породы в магнитном поле могут выделяться положительными аномалиями при наличии в рудах магнетита и отрицательными в случае гематитизации и мармитизации магнетита при гидротермальных изменениях. При детальных поисках высокоэффективны электроразведочные методы (вызванной поляризации и естественного поля):

Открытие в Юго-Восточной Азии и Океании значительных по масштабам месторождений медно-порфирового типа стимулирует дальнейшее развитие поисков в этих провинциях.

Методика ведения поисков может быть полнее рассмотрена на примере работ, выполненных на о. Вити-Леву (Фиджи), по материалам М. Легго [38].

Юго-восточная часть острова, где на площади 694 км<sup>2</sup> велись поиски, сложена основными лавами и агломератами эоцена — нижнего миоцена, которые дислоцированы и метаморфизованы в условиях фации зеленых сланцев. На этих породах после горизонта базальных конгломератов мощностью 15—60 м залегают верхнемиоценовые — плиоценовые лавы и агломераты андезитов с прослоями конгломератов. Интрузивные образования представлены раннетретичными габбро и массивами поздне-третичных

кварцевых диоритов — тоналитов, с которыми ассоциируют проявления медной минерализации.

Поиски велись в условиях резко расчлененного рельефа с перепадом высот более 1000 м. Коренные породы на значительных площадях перекрыты аллювием, склоновыми отложениями и почвами. Проведение работ осложнялось широким развитием тропической растительности.

На первой стадии работ были выполнены геохимические поиски с опробованием отложений водотоков. Пробы отбирались в устьях притоков основных рек со средним расстоянием около 150 м. Средняя плотность пробоотбора составила 2,4 пробы/км<sup>2</sup>. Пробы анализировались на Cu, Co, Ni, Pb, Zn. Этими работами были выделены площади, заслуживающие детализации.

Детализационные работы заключались в опробовании русловых отложений с доведением плотности до 9 проб/км<sup>2</sup> и опробовании отложений прилегающих склонов. В итоге было выявлено несколько аномальных участков, среди которых наиболее значительны Вэйсой и Вайвака. На этих участках по сети 123×15 м (участками со сгущением до 31×15 м) было проведено опробование почв с анализом проб на медь.

Для уточнения мест заложения скважин после опробования шурфов и керна одиночных скважин, пройденных на обоих участках, на площади Вайвака по сети 123×31 м было проведено опробование почв с анализом проб на Cu, Pb, Zn, Mo, Au.

Геохимические работы комплексировались с аэромагнитной съемкой (вертолетный вариант), наземной магнитометрией и постановкой метода вызванной поляризации. Кроме того, на основе геологических маршрутов были построены карты интенсивности развития кварцевых прожилков с выделением изоконцентрат 2,5 и 10 %. Все эти исследования предшествовали реализации широкой программы буровых работ.

Поисково-разведочные скважины (вертикальные и наклонные) задавались по сети 700×300 со сгущением на площадях аномалии до 150×50 и 50×50 м. Бурением на участке Вэйсой установлены зоны гидротермальных изменений и сульфидной минерализации, в целом подчиненные интрузивному массиву, в котором в качестве фаз выделяются кварцевые диориты, диоритовые порфириты и кварцевые порфиры. Интрузивные породы охвачены хлоритизацией, серицитизацией и аргиллизацией. Вмещающие основные лавы и агломераты андезитов на удалении от массива пропилитизированы (эпидот, хлорит, кальцит, пирит), а вблизи массива биотитизированы, хлоритизированы и серицитизированы.

Сульфидная зональность, проявленная по латерали и вертикали, выражается в смене пирита внешних (пропилитизированных) частей вначале халькопиритом в ассоциации с пиритом и следами борнита, затем (во внутренней части) — борнитом с подчиненным халькопиритом. Зоны расщелачивания с биотитом, кварцем и серицитом вблизи кварцевых порфиров несут борнит, халькопирит и пирит в примерно равных соотношениях, а также со-

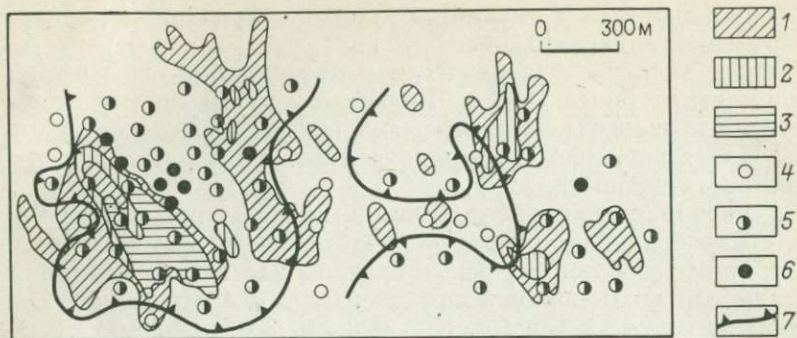


Рис. 49. Рудопоявление Вэйсой (Фиджи). Содержания меди в почвах и минерализованной зоне. По М. Легго [38], с упрощениями.

Содержания меди в почвах (в г/т): 1 — 500—919; 2 — 920—1290; 3 — >1300. Содержания меди (в %) в породах (средние по скважинам): 4 — >0,2; 5 — 0,21—0,50; 6 — 0,51—0,70 и более; 7 — обобщенные контуры рудных зон с содержанием меди >0,2 %

держат более редкий молибденит. В связи с проявлениями хлоритизации, карбонатизации и аргиллизации контролируемые разломами отмечаются пирит, сфалерит и галенит, наложенные на другие ассоциации сульфидов.

Зона окисления на месторождении развита до глубин 30—80 м, а зона вторичного сульфидного обогащения с халькозином и более редким ковеллином выражена слабо.

Большинство скважин со средним содержанием меди более 0,4 % оказалось в пределах почвенных аномалий, выделенных по содержанию меди более 500 г/т, либо вблизи их контуров. Скважины, заданные вне аномалий, вскрыли минерализованные зоны со средним содержанием 0,1—0,3 % меди (рис. 49).

Разбуривание почвенных аномалий молибдена позволило установить, что в большинстве случаев минерализованные зоны с содержанием Мо более 30 г/т маркируются вторичными ореолами, выделенными по контуру 8 г/т Мо (рис. 50). Почвенные ореолы золота с содержанием более 0,02 г/т лишь частично перекрывают минерализованные зоны, располагаясь примерно в их центральных частях (рис. 51). В последних среднее содержание золота по скважинам составляет 0,15—0,35 г/т, а к флангам уменьшается до 0,05—0,10 г/т и ниже.

Важно отметить также, что минерализованные зоны с содержанием меди более 0,3 %, молибдена более 30 г/т, золота более 0,15 г/т оказались расположенными внутри контура пород, содержащих более 2 % кварцевых прожилков.

На участке Вайвака сульфидная минерализация приурочена к локальным зонам штокверкового окварцевания, контролируемым несколькими изолированными телами кварцевых диоритовых порфиритов. Площади развития окварцевания, биотитизации и калишпатизации обрамлены ореолом пропилитизации с пиритом. Основные рудные минералы — халькопирит, борнит, пирит и маг-

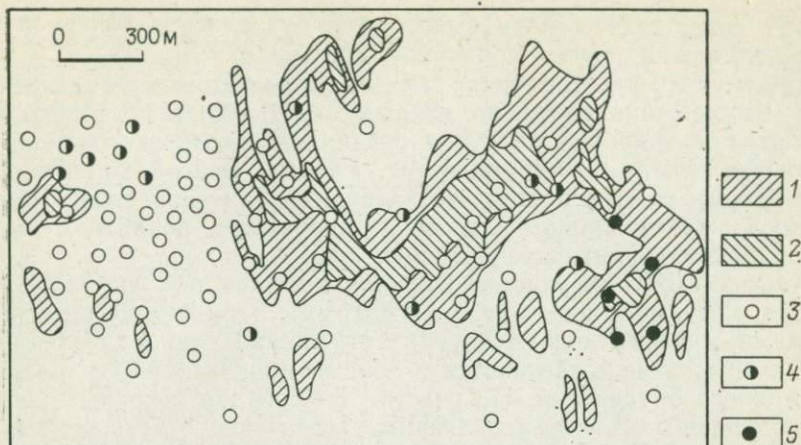


Рис. 50. Рудопроявление Вэйсой (Фиджи). Содержания молибдена в почвах и минерализованной зоне. По М. Легго [38], с упрощениями.

Содержания молибдена в почвах (в г/т): 1 — 8—19, 2 — >20. Содержания молибдена (в г/т) в породах (средние по скважинам): 3 — 30, 4 — 31—75, 5 — 76—90 и более

нетит ассоциируют с редкими молибденитом, сфалеритом и гематитом.

Скважины, пройденные в эпицентрах почвенных аномалий, где концентрации меди более 3000 г/т, вскрыли минерализованные зоны со средним содержанием меди 0,4—0,7 % и выше. Разрушение аномальных участков с содержанием меди 1000—3000 г/т в большинстве случаев привело к вскрытию руд со средними содержаниями меди 0,1—0,4 %. Одиночные скважины, заданные за контурами геохимических аномалий, оказались пустыми либо вскрыли руды с содержанием меди до 0,1 %. Минерализованные

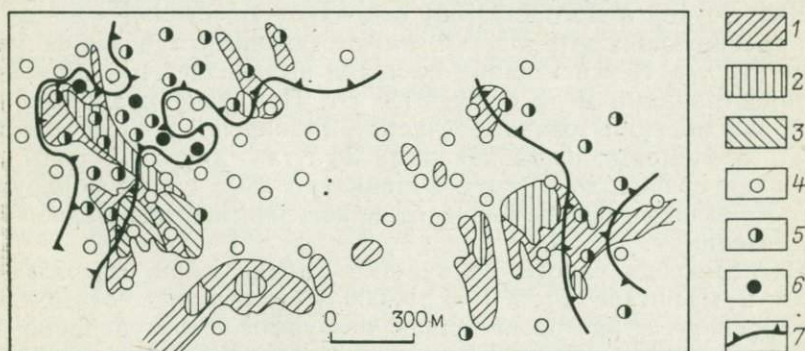


Рис. 51. Рудопроявление Вэйсой (Фиджи). Содержания золота в почвах и минерализованной зоне. По М. Легго [38], с упрощениями.

Содержания золота в почвах (в г/т): 1 — 0,02—0,04; 2 — 0,05—0,09; 3 — >0,10. Содержания золота (в г/т) в породах (средние по скважинам): 4 — 0,03—0,1; 5 — 0,11—0,25; 6 — 0,26—0,35 и более; 7 — обобщенные контуры рудных зон с содержанием золота >0,1 г/т

зоны с содержанием меди выше 0,3 % оказались в контурах пород, где доля кварцевых прожилков превышает 3 %.

Наземная магнитометрия оказалась достаточно эффективной на участке Вайвака, где по данным этого метода не только выделяются порфировые интрузии среди андезитов, но и минерализованные зоны, несущие магнетит. Участок Вэйсой характеризуется неконтрастным полем, что затрудняет интерпретацию. Здесь удалось выделить лишь разрывные нарушения, имеющие рудоконтролирующее значение.

Методом ВП на участке Вайвака выявлен ряд аномалий. Те из них, которые совпадают с магнитными и геохимическими аномалиями, рассматриваются как отражение минерализованных зон, а остальные связываются с зонами пиритизации, не несущими медного оруденения. На участке Вэйсой два основных центра молибденово-медной минерализации достаточно отчетливо выявились по контурам аномалий ВП, но не по их интенсивности. Отмечается, что невысокая эффективность электроразведочных методов в таких обстановках может быть связана с наличием широких ореолов пиритизации, относительно мощных рыхлых отложений и значительной глубины зоны окисления.

Картирование с оценкой интенсивности штокверкового окварцевания (включая и безрудные прожилки) рассматривается как достаточно эффективный поисковый метод, поскольку на обоих участках установлено совпадение зон рудной минерализации с штокверковым окварцеванием интенсивностью более 2—3 %, хотя прямые зависимости между этими явлениями не обнаружены [38].

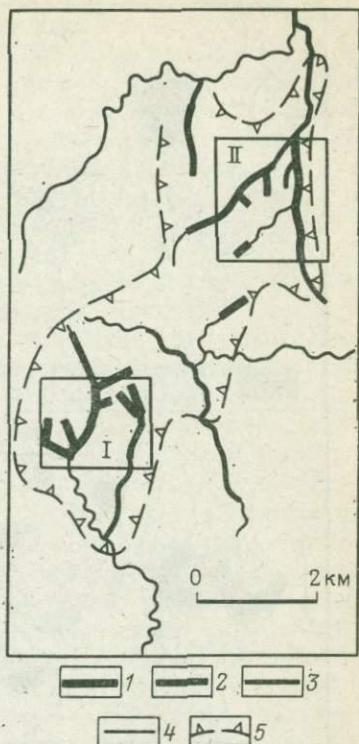
Похожая методика поисковых работ использована на о. Северный Сулавеси (Индонезия) при изучении районов Томбулилато и Тападаа. В районе Томбулилато перспективные участки были выделены при геохимических поисках с использованием метода донных осадков и оконтуриванием участков развития сульфидов по редким коренным выходам (рис. 52).

Дж. Лоудер и Дж. Дау [30] отмечают, что отложения водотоков, дренирующих эти участки, имеют фоновые содержания меди менее 500 г/т. Перспективные площади выделились как аномалии с концентрациями меди более 2500 г/т. При фоне молибдена менее 2 г/т минерализованные участки маркируются концентрациями этого элемента, превышающими 20 г/т. С другой стороны, содержания свинца до 150 г/т и цинка до 2700 г/т не обнаруживают отчетливых зависимостей от положения центров медной минерализации.

Последующие работы на участке Кабанг Кири отвечали поискам в масштабе 1:2500—1:10 000 и включали геологическое картирование с проходкой канав и шурфов, оконтуривание зон развития сульфидной минерализации и метасоматоза (аргиллизация, серицитизация, пропицитизация), изучение первичных ореолов меди, свинца, цинка, молибдена и золота. В итоге было установлено, что площадь сложена эвгеосинклинальными андезитами и базальтами эоцена—нижнего миоцена, на которых залегают

Рис. 52. Распределение меди (г/т) в донных осадках водотоков района Томбулилато, о. Северный Сулавеси [30].

1 — >2500, 2 — 1000—2500, 3 — 500—1000, 4 — <500;  
 5 — граница сульфидной зоны по контуру более 2 % сульфидов; I — участок Кабанг Кири, II — участок Кайубилан Ридж



миоценовые вулканогенные породы среднего состава. Вулканогенная толща прорвана средне-верхнемиоценовыми диоритами и кварцевыми диоритовыми порфиритами, штоку которых подчинено распределение меди, свинца, цинка, молибдена и золота. Вместе с тем оказалось, что в результате гипергенных образований опробованных пород аномалии меди смещены относительно аномалий молибдена и золота и не совпадают с зонами повышенных концентраций сульфидов (рис. 53). Для постановки бурения был выбран участок максимальных концентраций золота в выщелоченных кварцевых диоритовых порфиритах, содержащих реликты сульфидов. Первая скважина после зоны выщелачивания (45 м) и зоны вторичного сульфидного обогащения (62 м с 1,07 % меди и 0,62 г/т золота) вскрыла первичные руды мощностью 100 м с 0,57 % меди и 0,65 г/т золота.

Опыт поисков в этом районе показывает возможность выделения перспективных площадей с использованием метода донных осадков и определения позиции промышленно интересных руд по первичным ореолам золота, аномалии которого совпадают со штоками измененных кварцевых диоритовых порфиритов и частично перекрываются с аномалиями молибдена при умеренных концентрациях меди. Опробование пород на свинец и цинк не дало однозначно интерпретируемых результатов. Следует также отметить, что в условиях рассмотренных участков данные наземной магнитометрии не позволили локализовать площади, заслуживающие оценки.

Эффективность поисков по вторичным ореолам существенным образом зависит от интенсивности развития гипергенных преобразований. Это положение проанализировано С. Титлеем [30] на примере месторождения Плесиуми (о. Новая Британия).

Медная минерализация приурочена к биотит-роговообманковым кварцевым диоритам (абс. возраст 24 млн. лет) и к вмещающим их вулканокластам. В процессе поисков оценивалась плот-

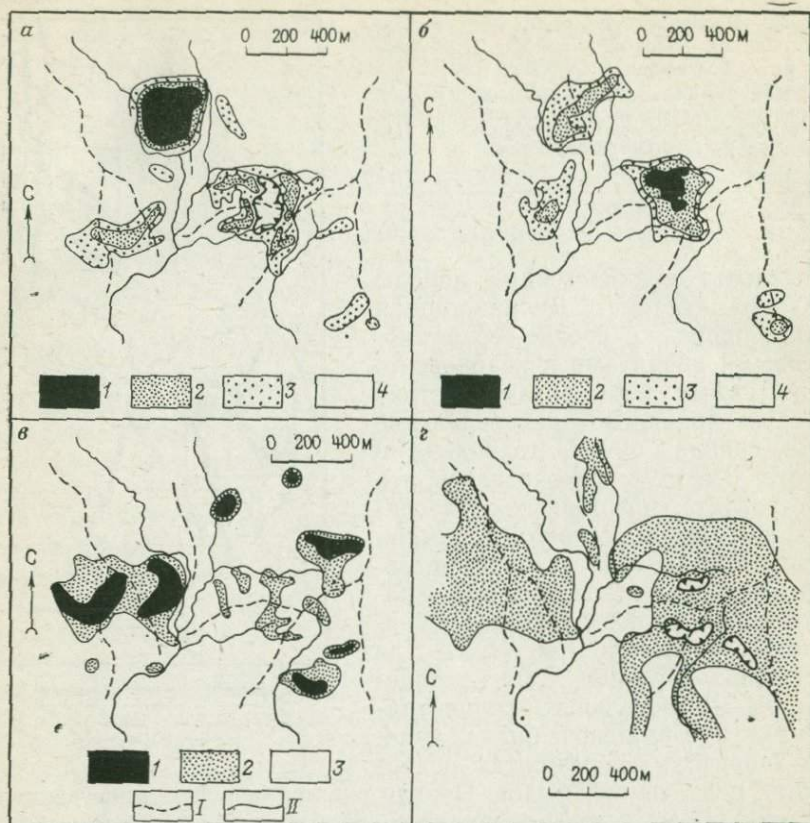


Рис. 53. Участок Кабанг Кири, о. Северный Сулавеси [30]. Положение аномалий:

*a* — меди (г/т): 1 — >2500, 2 — 500—1000, 3 — 1000—2500, 4 — <500; *б* — золота (г/т): 1 — >0,5, 2 — 0,1—0,5, 3 — 0,5—0,1, 4 — <0,05; *в* — молибдена (г/т): 1 — >20, 2 — 10—20, 3 — <10; *г* — сульфидоносные зоны: I — водоразделы, II — водотоки

ность развития прожилков, опробовались остаточные почвы и выходы пород. Методом естественного поля удалось установить локальный участок вторичного сульфидного обогащения. Концентрация меди при содержании сульфидов в породах около 3% не превышает 0,15% при вариации отношения пирита к халькопириту от 10:1 до 15:1.

Примером анализа пространственных соотношений зон гидротермально-метасоматических изменений, ореолов меди и участков промышленной минерализации может быть работа С. Титлея, А. Флеминга и Т. Ниле [30] по месторождению Яндера (Папуа—Новая Гвинея). Рудные тела, оконтуренные по борту 0,3% меди, располагаются в пределах более широких зон изменений с развитием кварца, серицита и менее распространенных глинистых минералов. С другой стороны, участки промышленной минерали-

зации составляют часть первичных аномалий меди, выделяемых по содержанию  $>1$  г/т на фоне концентраций 0,3—1 г/т.

Месторождение Тэйзан (Филиппины), приуроченное к кварц-роговообманковым диоритам среднего миоцена, прорывающим эвгеосинклинальные вулканиты мела—палеоцена, принадлежат к числу объектов, обнаружение которых обязано постановке геофизических методов поисков [30]. В условиях широкого распространения слабо минерализованных и измененных пород, развитых на площади около 5 га, задача поисковых работ состояла в установлении возможного положения зоны промышленно интересных руд. Разбуривание магнитных аномалий привело к вскрытию убогой медной минерализации с содержанием магнетита 5—10%. В дальнейшем на участках магнитных аномалий умеренного значения были проведены работы по методу вызванной поляризации. Выявленные при этом аномалии частично перекрыли зону рудной минерализации с содержанием меди более 0,3% и цинка более 0,1%, вскрытую скважинами до глубины 400 м. Эта зона оказалась в пределах магнитной аномалии со значением +79,6 мА/м.

Месторождение Колоула на о. Гвадалканал (Соломоновы острова) также представляет пример высокой эффективности геохимических поисков по вторичным ореолам в условиях сложного расчлененного горного рельефа и тропического климата. Основанием для постановки поисковых работ послужило обнаружение локальных выходов с сульфидной вкрапленностью. Региональные геохимические поиски с опробованием косовых отложений привели к выявлению аномалий золота и серебра и участков с повышенными концентрациями меди. Последующие детализационные работы, базировавшиеся на опробовании аллювиальных отложений, позволили установить аномалии меди и мышьяка. Опробование почв на последней стадии геохимических поисков привело к обнаружению участка, при разбуривании которого была вскрыта минерализованная зона месторождения. Значительная часть площади зоны, расположенная в пределах опробовывавшегося участка, оказалась в контуре аномалии по содержанию меди 500—2000 г/т и более [9].

На площади месторождения Маркоппер (Филиппины, о. Мариндук) в первой четверти XX в. велись поиски россыпного и коренного золота, в процессе которых было пройдено около 200 м штолен. Планомерные поиски были начаты в 1957 г. и завершились разведкой месторождения, которая закончилась в 1964 г. Ранняя стадия поисковых и разведочных работ включала геологическое картирование и проходку около 3700 м скважин. На второй стадии было пройдено 2300 м скважин и три горизонта штолен (через 40 м по вертикали) общим метражом 2500. Детальная разведка включала проходку 1100 м скважин с поверхности и из выработок и 3700 м штолен.

Зоны гипергенных преобразований (выщелачивания, окисления, вторичного сульфидного обогащения) суммарной мощностью 30—90 м. Площадь выхода зоны промышленных руд по бортовому

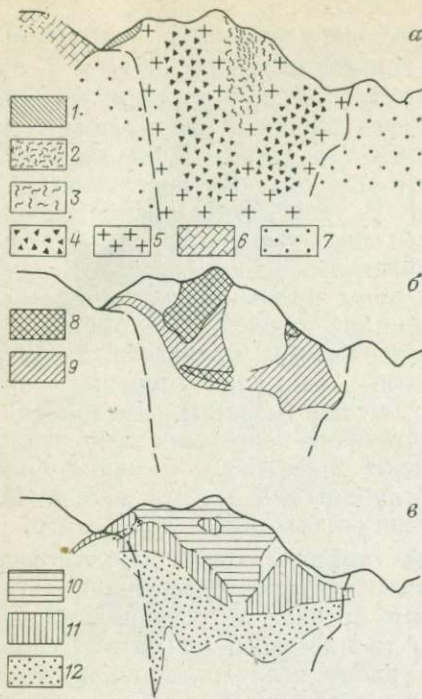


Рис. 54. Месторождение Ок Теди (Папуа — Новая Гвинея). По Х. Дэвису и др. [30]:

а — Геологический разрез: 1 — магнетитовые скарны; 2—3 — кварцевый штокверк с плотностью прожилков: 2 — >80 %, 3 — >20 %; 4 — зоны развития брекчиевых даек в монзонитовых порфирах; 5 — монзонит-порфиры; 6 — известняки; 7 — глинистые отложения и песчаники;

б — распределение золота (г/т): 8 — 1, 9 — 0,5—1; в — распределение меди (в %): 10 — зона выщелачивания (<0,1), 11 — зона вторичного сульфидного обогащения (>0,7), 12 — первичные руды (0,3—0,7)

содержанию меди 0,40 % составляет 1400×600 м; максимальная глубина вскрытия 450 м, где содержания меди падают до 0,25 %.

Примером геологического освоения может служить история обнаружения и разведки месторождения Ок Теди (Папуа — Новая Гвинея) по материалам Х. Дэвиса [30].

Признаки медной минерализации на месторождении Ок Теди были обнаружены в 1963 г. В 1966 г. в районе месторождения установлены выходы зоны окисления, а в 1968 г. по обломкам минерализованных пород в аллювии были обнаружены выходы минерализованных зон.

Поисково-оценочные работы с последующей разведкой проводились в 1969—1971 гг. В результате проходки 32 860 м скважин было выявлено в контуре намеченного карьера 137 млн. т руды с содержанием меди 0,88 %, за контуром 100 млн. т. Кроме того, на фланге месторождения вскрыты магнетитсодержащие скарны с запасами руды от 13 до 27 млн. т и концентрацией меди около 2,5 % (рис. 54). Запасы золотоносных руд в зоне окисления месторождения были оценены в 16,7 млн. т со средним содержанием 3,9 г/т золота при бортовом 2 г/т. В 1976 г. после проходки 4000 м скважин запасы медных руд оценивались в 250 млн. т с содержанием 0,85 % меди при бортовом 0,49 %, а золотоносных 25 млн. т (среднее содержание золота 2,86 г/т при бортовом 1,55 г/т).

В 1978 г. была завершена проходка 86 скважин общим метражом около 22 000 м и штольни длиной 700 м. При средней глубине разведки месторождения около 500 м и плотности сети вертикальных и наклонных скважин от 100×100 до 120×120 м запасы медно-порфировых руд при бортовом содержании меди 0,5 % оценены в 265 млн. т (средние содержания Cu 0,82 %, Mo 0,011 %,

Аи 0,65 г/т), запасы золотоносных руд с содержанием 3 г/т (борт 1,5 г/т) 30 млн. т, запасы скарновых медных руд 40 млн. т с содержанием меди более 1 %.

\* \*  
\*

Анализ истории обнаружения месторождений медно-порфирирового типа в зарубежных странах показывает, что открытия новых объектов далеко не во всех странах и провинциях являются результатами реализации проектов, входящих в единые рамки планомерных геологических изысканий. В большинстве случаев открытие месторождений связано с доизучением и переоценкой ранее известных мелких месторождений и рудопроявлений. Вместе с тем в последние годы в таких странах, как США и Канада, в обнаружении новых объектов существенно возросла роль региональных геологосъемочных работ масштаба 1:250 000—1:62 500, сопровождающихся рекогносцировочными поисками. Такие работы комплексированы с аэрогеофизическими съемками и геохимическими исследованиями и имеют своей целью выделение перспективных площадей в 50—100 км<sup>2</sup>. Детализация подобных площадей включает поиски масштабов 1:12 500—1:10 000, выполняемые на ранних стадиях, и промышленную оценку (до предварительной и детальной разведки) на завершающих стадиях. Основой для геолого-промышленной оценки месторождений и проектирования предприятий является установление «вероятных» и «возможных» запасов, в сумме близких по достоверности запасам категорий C<sub>1</sub>+C<sub>2</sub>.

В рамках приведенной выше схемы стадийности геологопоисковых работ анализ зарубежного опыта поисков месторождений медно-порфирирового типа позволяет вывести обобщенную последовательность решения следующих задач, отвечающих различным стадиям поисков и разведки:

- а) выявление участков развития медной минерализации и установление их принадлежности к медно-порфирировым рудно-метасоматическим системам;
- б) определение положения промышленно интересных руд в общей рудно-метасоматической зональности;
- в) оценка масштабов рудной минерализации, включая проведение предварительной и детальной разведки.

Позиция перспективных площадей и решение вопроса о наличии на них проявлений медной минерализации во многих случаях успешно конкретизируется при рекогносцировочных геохимических исследованиях, сопровождающихся опробованием отложений водотоков и дренажной сети (донные осадки, косовые отложения, аллювий временных водотоков). Плотность пробоотбора при этом варьирует в зарубежной практике в широких пределах (от 1—2 проб на 1 км<sup>2</sup> до 1 пробы на 10—25 км<sup>2</sup>). Материал

пробы обычно анализируются на медь, свинец и цинк, реже на молибден, золото, серебро, кобальт и никель.

При выявлении участков развития минерализации в условиях хорошей обнаженности широко используются в качестве поисковых признаков продукты гипергенных преобразований минерализованных зон (развитие «кэпинга» — ожелезнения, медной зелени, интенсивного гипергенного выщелачивания). Эффективными являются также геохимические поиски с использованием метода донных осадков. В условиях недостаточной обнаженности успешно применяется изучение почвенных ореолов (при наличии остаточных почв). Определяемые элементы — медь, молибден, свинец, цинк, реже золото, а в отдельных случаях мышьяк.

Существенное значение имеют результаты наземной магнитометрии и постановка метода вызванной поляризации. С помощью последнего метода в большинстве случаев удается установить общую площадь распространения сульфидной минерализации, в пределах которой могут располагаться зоны промышленных руд.

К решению рассматриваемой задачи приложимы результаты изучения распределения теллура, повышенные концентрации которого, как отмечалось, позволяют оконтуривать рудоносные зоны гидротермально-метасоматических изменений. Практическое приложение могут иметь и результаты биогеохимических поисков, пока не получивших значительного развития.

Установление положения зон промышленных руд в пределах участков развития сульфидной минерализации является задачей поисково-оценочных работ, обычно включающих геохимические и геофизические поиски и разбуривание аномалий. Геохимические работы на этой стадии включают изучение почвенных ореолов с опробованием на основные рудообразующие элементы (Cu, Mo, Pb, Zn, иногда As, Ag, Au), а также опробование пород на медь и молибден как на выходах, так и по керну скважин. В наиболее общем случае геофизические работы сводятся к постановке наземной магнитометрии (на некоторых объектах вначале применялся вертолетный вариант) и метода вызванной поляризации. Как показывают материалы по ряду месторождений, включая и охарактеризованные выше, применение комплекса этих методов позволяет установить положение зон промышленно значимых руд. Последние, оконтуриваемые по различным значениям бортовых содержаний меди (0,2—0,5 %), обычно располагаются в центральных частях почвенных аномалий меди, в контурах умеренных значений аномалий вызванной поляризации. В то же время на нескольких месторождениях обнаружено смещение ореолов меди за счет гипергенных процессов, в то время как ореолы золота и молибдена отчетливо маркируют зоны промышленных руд. Фланги промышленных руд иногда фиксируются почвенными аномалиями свинца, цинка и мышьяка, что отвечает положению этих элементов в первичной рудной зональности месторождений.

Менее эффективна наземная магнитометрия, аномалии которой имеют поисковое значение при совпадении с аномалиями, вы-

явленными другими методами. На ряде объектов магнитометрией околонуены рудоносные массивы и зоны их эндоконтактовых изменений, выражающихся в развитии магнетитсодержащих скарнов и ороговикования. Более эффективна постановка этого метода на месторождениях, руды которых содержат заметные количества магнетита.

Существенное значение для определения положения зон промышленной минерализации имеет картирование гидротермально-метасоматических изменений и выявление основных черт их зональности. Как уж отмечалось, промышленные руды медно-порфировых месторождений во многих случаях тяготеют к зонам широкого развития серицитизации. С другой стороны, широко используется закономерное нахождение промышленных руд внутри широких полей пиритизации, составляющей вместе с вмещающими пропилитизированными породами внешнее обрамление медно-порфировых систем.

При оценке и разведке месторождений на ранних стадиях используется преимущественно прямоугольная сеть расположения выработок с размерами  $400 \times 400$  либо  $300 \times 300$  м. При проведении разведочных работ сеть сгущается до  $200 \times 100$ ,  $150 \times 150$ ,  $100-120 \times 100-120$ ,  $100 \times 100$ , а иногда на отдельных участках и до  $50-60 \times 100-120$  м. Средняя плотность сети на месторождениях, разведанных за последнее десятилетие, составляет около  $120 \times 120$  м; категории большей части запасов определяются как достоверные и вероятные.

Разведка месторождений осуществляется скважинами кернового бурения. В ограниченном объеме используется шарошечное бурение. При преобладании вертикальных скважин на ряде объектов, особенно на ранних стадиях оценки, довольно значительный объем бурения (до 25 %) приходится на наклонные скважины. Последние обеспечивают получение перекрытых разрезов, расшифровку морфологии и ориентировки минерализованных зон, что имеет существенное значение для оценки сплошности оруденения и масштабов месторождения.

На ряде объектов буровая разведка комплексирована с горными работами, обеспечивающими вскрытие верхних частей месторождений шурфами и штольнями на глубину до 50 м, а в отдельных случаях и до 100 м. Проходка горных выработок иногда сопровождается значительными объемами подземного разведочного бурения. По части разведанных месторождений, по которым имеются соответствующие данные, отношение метража подземных выработок к метражу пройденных с поверхности разведочных скважин составляет 1:2 (Сар-Чешме), 1:7 (Маркоппер), 1:20 (Эль-Абра).

В среднем проходка 100 м скважин обеспечивает получение прироста запасов руды от 0,4 до 1,2 млн. т, а в исключительных случаях (Эль-Абра) до 4 млн. т. При этом следует отметить, что во многих случаях разведка месторождений ведется до глубин карьерной обработки в целом редко превышает 250—300 м.

Рассмотренная последовательность работ и их содержание являются синтезом зарубежного опыта поисков в различных провинциях мира и учитывают возможное приложение результатов некоторых современных разработок в области совершенствования критериев и методов поисков месторождений медно-порфирового типа. Следует отметить, что эта обобщенная последовательность работ в полном выражении не всегда получает реализацию в рамках единой программы поисков. Выделенные группы задач, отвечающие различным стадиям геологопоискового процесса, фактически решаются при ведении поисков, однако с большим временным разрывом и с различной полнотой использования поисковых признаков и методов. Поскольку основная масса зарубежных открытий медно-порфировых месторождений связана с переоценкой ранее известных объектов, то в зарубежной практике наибольшее развитие получили поисковые методы, направленные не столько на обнаружение новых перспективных участков, сколько на установление позиции промышленных руд в общей рудно-метасоматической зональности и определение масштабов месторождений.

Успех поисковых работ в ряде зарубежных стран в значительной мере определяется тем обстоятельством, что объектами поисков являлись выходящие на дневную поверхность либо лишь частично перекрытые рыхлыми отложениями объекты, располагающиеся на слабо опоскованных либо недостаточно изученных площадях. Применительно к таким условиям поисков и разрабатывался используемый ныне комплекс поисковых признаков и методов ведения работ.

#### **ВОПРОСЫ ОЧЕРЕДНОСТИ И КОМПЛЕКСИРОВАНИЯ РАЗЛИЧНЫХ ВИДОВ И МЕТОДОВ ПОИСКОВЫХ РАБОТ**

В Советском Союзе в ряде провинций накоплен значительный опыт прогнозирования и поисков медно-порфировых месторождений. Обобщению этого опыта был посвящен Всесоюзный семинар «Поисковые признаки и методы поисков месторождений медно-порфирового типа» [17]. Материалы семинара и анализ зарубежного опыта поисков позволяют рассмотреть некоторые вопросы очередности ведения прогнозных и поисковых работ, используемые при этом методы и их комплексирование.

Используя принцип последовательного сокращения потенциально перспективных площадей, постепенного приближения к объекту поисков и оценки, устанавливается очередность задач, которые решаются при прогнозных и поисковых работах:

- а) выделение медно-порфировых провинций;
- б) установление позиции потенциально рудных (поисковых) районов;
- в) определение положения перспективных участков;
- г) выявление положения сульфидной минерализации среди составляющих медно-порфировых систем;

д) оценка масштабов рудной минерализации с последующей постановкой (при благоприятных результатах) предварительной и детальной разведки.

**Прогнозные исследования**, выполняемые для выделения медно-порфировых провинций, базируются на составлении прогнозных карт масштаба 1:1 000 000, а иногда и 1:500 000. Определенные позиции и границ провинций основывается на приуроченности месторождений медно-порфирового типа к площадям развития определенных вулcano-плутонических ассоциаций. В интерпретации позиции таких ассоциаций и месторождений различными исследователями существуют те или иные расхождения, которые рассматриваются в связи с необходимостью их учета при прогнозных построениях.

Г. А. Твалчрелидзе [17] по геотектонической позиции выделяет три типа медно-порфировых месторождений: позднегеосинклинальный, орогенный, областей тектоно-магматической активизации. К первому типу отнесены месторождения вулканических поясов, наложенных на области завершённой складчатости (вследствие регенерации геосинклинального режима) с формированием вторичных геосинклиналей. Ко второму типу — месторождения, связанные со специфическим магматизмом, который проявлен в остаточных частях срединных массивов, обрамленных поясами регенерированных геосинклиналей. Третьему типу месторождений отвечают объекты, находящиеся в областях тектоно-магматической активизации с пестрым магматизмом и металлогенией. Во всех случаях месторождения могут принадлежать как к вулcanoгенному, так и к плутоногенному генетическим классам.

И. Г. Павлова [17] также разделяет месторождения на три группы: 1) орогенной и следующей за ней активизационной стадии развития геосинклиналей; 2) первичногеосинклинальных вулcano-плутонических поясов — зон андезитового вулканизма островных дуг; 3) редуцированных геосинклинальных прогибов — вторичногеосинклинальных вулcano-плутонических поясов. В каждой группе отмечаются представители вулcanoгенного и плутоногенного классов, различающиеся по глубинам формирования.

В. С. Попов [17] обосновывает глобальную приуроченность месторождений медно-порфирового типа к раннеорогенным вулcano-плутоническим поясам, формирующимся в зонах парагеосинклинального развития либо на их обрамлении. В. В. Колесников [17] на примере Казахстана выделяет медно-порфировые месторождения первичногеосинклинальных поясов, орогенных вулcano-плутонических поясов, заложенных на континентальной коре, и зон тектоно-магматической активизации. Приуроченность месторождений Казахстана к крупным орогенным вулcano-плутоническим поясам и наличие рудопроявлений этого типа в зонах тектоно-магматической активизации отмечается З. М. Нурбаевым, А. И. Полетаевым и В. Н. Любецким [17].

Независимо от различий в понимании геотектонической позиции медно-порфировых месторождений разными исследователями,

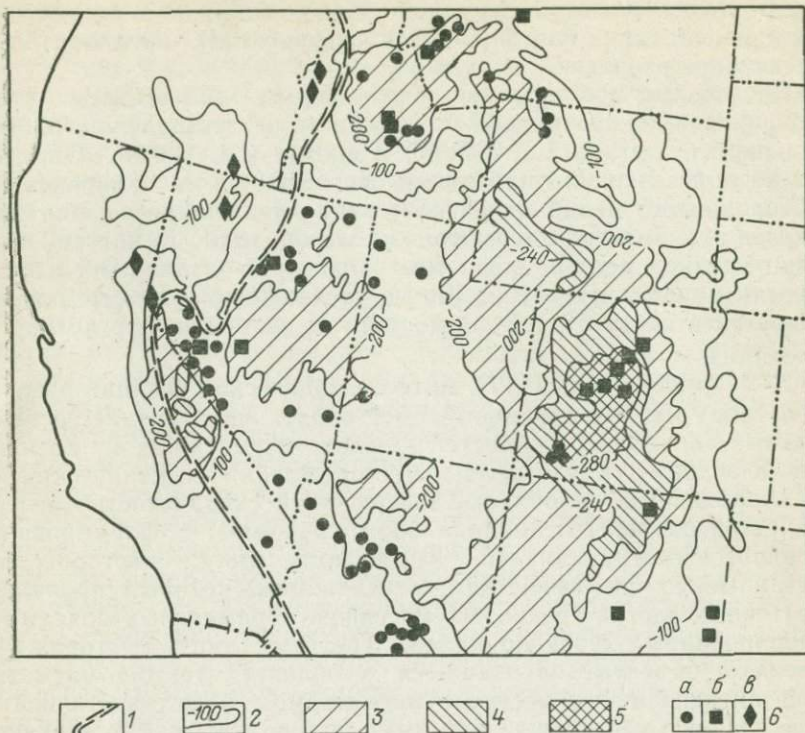


Рис. 55. Размещение месторождений Юго-Запада США в гравитационных полях. По Дж. Вудкоку и В. Холлистеру [49].

1 — граница погребенной окраины Северо-Американского крата; 2 — изоаномалы (в мгл); 3 — области умеренных значений (от -100 до -240 мгл); 4 — области пониженных значений (от -240 до -280 мгл); 5 — аномальные области (-280 мгл и менее); 6 — месторождения: а — молибденовые, б — медно-молибденовые и молибденово-медные, в — медные

не вызывает сомнения приуроченность этих объектов к вулканоплутоническим поясам с достаточно определенным профилем магматизма, в первом приближении отвечающего андезитовидным и близким к ним вулканоплутоническим ассоциациям. Кроме геологических данных, при выделении медно-порфировых провинций необходимо учитывать результаты гравиметрических и магнитометрических исследований, которые позволяют расшифровать ведущие структуры провинций и элементы их глубинного строения. Существенное значение могут представлять данные глубинного сейсмического зондирования, обеспечивающие основы районирования регионов по составу субстрата вулканоплутонических поясов.

Возможности геофизических методов при выделении провинций и даже рудных районов показаны на схеме положения медно-молибден-порфировых месторождений Юго-Запада США в гравитационных полях (рис. 55). На ней видна приуроченность узлов концентрации месторождений к интенсивным отрицательным ано-

малиям силы тяжести и размещение месторождений с различным составом руд в зонах с разными характеристиками гравитационного поля.

**Прогнозные исследования, решающие задачи установления позиции потенциальных рудных районов,** основываются на картах масштаба 1 : 500 000—1 : 200 000.

Рудные районы отвечают ареалам распространения плутогенных составляющих продуктивных вулкано-плутонических ассоциаций, обычно совпадающим с поднятиями древнего заложения, осложненными долгоживущими разломами. Этим определяются основные требования к геологическим основам прогнозных карт. Существенная роль отводится данным гравиметрии и магнитометрии, поставляющим дополнительную информацию о структуре площади, ее глубинном строении, а иногда и о разделении интрузивных массивов по составу и строению. Аэрогаммаспектрометрическая съемка, не получившая широкого распространения, может обеспечить выявление участков гидротермально-измененных пород, нередко отражающихся в гравиметрических и магнитометрических характеристиках площади.

Информация о наличии проявлений метасоматических изменений и рудной минерализации, полученная иными методами, облегчает задачу выделения поискового района.

В зарубежной практике широкое распространение получили рекогносцировочные геохимические методы, направленные на выявление крупных поисковых площадей, сопоставимых с районами, в пределах известных провинций. Эти методы, охарактеризованные на конкретных примерах, базируются на опробовании отложенной дренажной сети (донные осадки, косовые отложения, аллювий временных водотоков) с низкой плотностью пробоотбора (от 1 пробы на 10—25 км<sup>2</sup> до 1—2 проб на 1 км<sup>2</sup>). Материал проб обычно анализируется на медь, свинец и цинк, реже на молибден, кобальт, никель, серебро и золото.

Материалы цветной аэрофотосъемки позволяют установить цветовые аномалии на выходах сульфидной минерализации (зоны ожелезнения, медной зелени, интенсивного гипергенного **выщелачивания**).

Аэровысотные и космические снимки обычно используются для получения дополнительных данных о структуре площади, однако такие материалы могут дать информацию прямого поискового значения. Покажем это на следующих примерах.

Дж. Рэйнес [41], исходя из контроля медно-порфировых месторождений долгоживущими разломами и узлами их пересечений, для Северной Соноры (Мексика) рассмотрел приложимость данных обработки космических снимков для выявления перспективных площадей. Эти исследования включали дешифрирование разрывных нарушений, группировку их по преобладающей ориентировке и построение карт равных плотностей развития разломов определенных простираний. Проведенные работы выявили расположение месторождений и рудопроявлений Северной Соно-

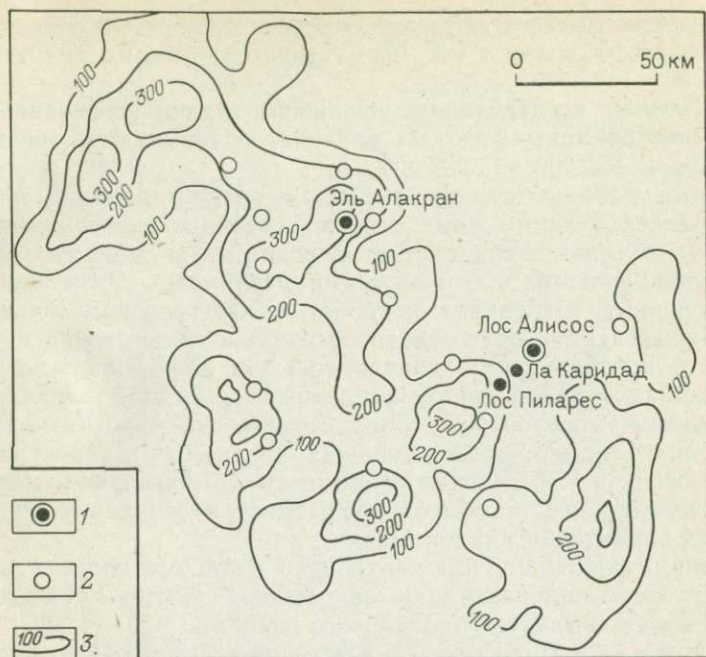


Рис. 56. Положение месторождений и перспективных площадей в структурах Северной Сонары (Мексика) по данным обработки космических снимков. По Дж. Рэйнесу [41], с упрощениями.

1 — месторождения; 2 — перспективные площади; 3 — линии равного насыщения разломами север-северо-западного и запад-северо-западного простираний

ры (Кананеа, Эль-Алакран, Накозари, Лос Алисос, Ла Каридад, Лос Пиларес) на периферии максимумов концентраций разломов север-северо-западного простирания и вблизи узлов максимального насыщения разрывами север-северо-западного и запад-северо-западного простираний. В сходной позиции находятся и неочененные участки гидротермально-метасоматических изменений, рассматриваемые в качестве перспективных площадей (рис. 56).

Другой пример использования космических снимков для выделения перспективных площадей — работа, выполненная в районах, прилегающих к месторождению Саиндак (Пакистан). В этих исследованиях применен метод классификации данных мультиспектрального анализатора с помощью цифровой ЭВМ [44]. Классификационная таблица, характеризующая верхние и нижние границы отражательной способности для каждой из четырех применяемых зон спектра, включала данные о зонах гидротермально-метасоматических изменений месторождения Саиндак и участках со сходным геологическим строением. В условиях пустынных и полупустынных ландшафтов выявлено 50 перспективных участков, 23 из которых рекомендованы для обследования. На пяти участ-

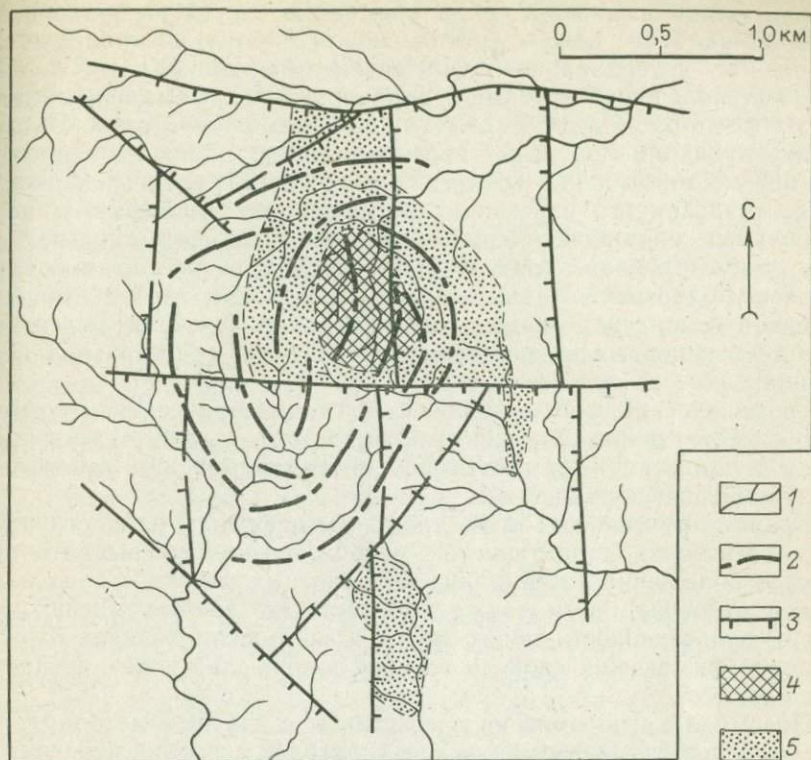


Рис. 57. Схема дешифрирования аэрофотоматериалов на площади месторождения Мамут (Малайзия). По Х. Косака и К. Вакиа (1978 г.).

1 — речная сеть; 2 — кольцевые структуры; 3 — сбросы; 4 — рудная зона месторождения; 5 — ореолы сульфидной минерализации

ках установлены измененные породы, а на двух — проявления сульфидной минерализации.

**Выделение перспективных участков** на площади рудных районов возможно на стадии геологопоисковых работ масштаба 1:50 000, а также при прогнозных исследованиях масштаба 1:200 000—1:50 000, обобщающих данные предшествующих геологических съемок и поисков.

Основу установления перспективных участков составляет выявление комплекса поисковых признаков, отвечающих конкретным составляющим медно-порфировых систем и в благоприятной обстановке доступных для обнаружения геологическими методами. Комплексирование геологических, геофизических и геохимических работ повышает надежность определения площадей, заслуживающих более детального опознания.

Значительная информация может быть получена при дешифрировании аэрофотоматериалов. Черно-белые аэрофотоснимки

обеспечивают выявление ряда элементов структуры района, из которых наиболее важны протяженные разломы, контролирующее положение потенциально рудоносных интрузивных тел, кольцевые, полукольцевые, дуговые и радиальные разрывы, нередко маркируемые дайками либо их свитами на обрамлении штоков. Пример дешифрирования снимков, перекрывающих площадь вскрытого эрозией месторождения, представлен на рис. 57, который дополнен данными наземного изучения участка по оконтуриванию минерализованных площадей. Черно-белые снимки в большинстве случаев даже при благоприятной обнаженности не обеспечивают возможности однозначного выделения по фототонам фаз интрузивных массивов и зон гидротермальных изменений. Большие перспективы имеет использование материалов цветных и спектрональных съемок.

Геофизические методы включают гравиметрическую, магнитометрическую (аэро- и наземный варианты) съемки, электроразведку и пока не получившую широкого применения аэрогамма-спектрометрическую съемку.

Гравиметрические съемки, кроме расшифровки ряда структурно-геологических характеристик района, позволяют выявить возможное положение потенциально рудоносных массивов и их внутреннее строение, чему также способствуют данные магнитометрии. Результативность обоих методов во многом зависит от изученности физических свойств горных пород, слагающих исследуемые площади.

Наземная магнитометрия в сочетании с другими методами может дать ценную информацию как о деталях строения перспективного массива, так и о возможном расположении зон гидротермально-метасоматических изменений. Площади развития последних, особенно серицитизации и аргиллизаций, могут маркироваться пониженными значениями магнитного поля. Экзоконтактовые зоны потенциально рудоносных штоков иногда выделяются повышенными значениями магнитного поля. В то же время широкое развитие магнетита в зоне промышленных руд некоторых месторождений определяет возможность наличия повышенного магнитного поля и в центральных частях месторождений медно-порфирового типа.

Из электроразведочных методов наиболее эффективен метод вызванной поляризации, применяемый в различных модификациях. Он достаточно надежно выявляет участки пиритизации, интенсивность которой наиболее высока в зонах пропилитизации. Аномалии вызванной поляризации не могут быть разбракованы по содержанию халькопирита без буровых работ. В практике ведения поисков установлено, что халькопиритсодержащим зонам отвечают умеренные значения аномалий, располагающиеся во внутренних частях высокоаномальных участков, фиксирующих интенсивно пиритизированные площади.

Ограниченно используемый метод естественного поля может выявлять отрицательными аномалиями хорошо выраженные зоны

гипергенных преобразований, которые на месторождениях медно-порфирирового типа развиваются только в достаточно определенных климатических и ландшафтных обстановках.

Геохимические методы поисков позволяют конкретизировать размеры потенциально перспективных площадей. Опробование отложений дренажной сети и почв на медь, молибден, свинец, цинк, золото и серебро обеспечивает получение информации о местонахождении минерализованного участка.

Поиски месторождений медно-порфирирового типа по первичным ореолам пока не получили широкого распространения, что можно объяснить как спецификой самих объектов (прожилково-вкрапленный характер руд с постепенными переходами во вмещающие породы), так и сложным характером геохимической зональности периферических частей медно-порфирировых систем. Как показывают рассмотренные выше примеры, этот метод скорее применим для установления положения рудных тел в общей рудно-метасоматической зональности. Опробование интрузивных пород и определение меденосности темноцветных минералов может служить целям установления продуктивных интрузивных образований.

Поисковое приложение могут иметь данные опробования коренных пород на  $Te$ ,  $K$  и  $Rb$ , что видно из следующих примеров.

Г. Армбруст, Дж. Оярзун и Дж. Армас [38] исследовали распределение  $K$  и  $Rb$  в рудоносных интрузиях и метасоматитах медно-порфирировых месторождений Чили. Они показали, что при кристаллизации магматических расплавов  $Rb$  накапливается в остаточных продуктах и выносится лишь в период поступления рудообразующих растворов. В результате продукты гидротермально-метасоматических изменений содержат  $Rb$  в 2—3 раза выше фоновых и характеризуются низкими значениями отношения  $K/Rb$ . В пределах внешних зон пропилитизации, не имеющих повышенных концентраций  $K$ ,  $Rb$  образует ореолы высоких содержаний шириной в сотни метров.

На месторождениях Рио Бланко и Лос Бронхес (Чили) неизменные гранодиориты и кварцевые монциты содержат  $K$  2,66 %,  $Rb$  108 г/т; пропилитизированные 3,05 % и 127 г/т; окварцованные и серицитизированные 3,6—4,42 % и 144—191 г/т. В андезитах установлены следующие содержания  $K$  и  $Rb$ : в неизменных породах 1,46 % и 43 г/т; в пропилитизированных 1,85 % и 68 г/т; в окварцованных и серицитизированных 4,8 % и 68 г/т.

Отмечается также ограниченная мобильность  $Rb$  при гипергенных процессах, что открывает потенциальные возможности выявления зон гидротермально-метасоматических изменений, трудно диагностируемых в условиях высокой интенсивности гипергенеза.

На этом основании предлагается вести пробоотбор на  $K$  и  $Rb$  при поисках, поскольку по концентрациям этих элементов и их соотношениям выявляются зоны гидротермально-метасоматических изменений. Другой вариант приложения результатов рас-

смотренных работ — принципиальная возможность выявления потенциально рудоносных интрузивных образований.

Опытно-методическими работами в меднорудном районе Робинсон (штат Невада, США) исследовано распределение Те на медно-порфировых месторождениях [38]. Установлено, что среднее содержание Те в измененных породах на два порядка выше кларковых. Максимальные концентрации этого элемента (до 1%) маркируют внешние части рудных зон медно-порфировых месторождений при развитии его в широких почти непрерывных ореолах. Содержания Те быстро падают по мере удаления от центров минерализации.

В условиях перекрытых площадей значительный интерес могут представлять атмогеохимические, гидрогеохимические и биогеохимические методы поисков, которые пока не нашли широкого применения.

При работах в Чаткало-Кураминских горах Р. М. Талиповым и В. И. Глушенко [17] установлено, что водные ореолы рассеяния на участках перекрытых месторождений медно-порфирового типа занимают значительно большие площади, чем сами зоны минерализации и их металлотметрические ореолы: Отмечается, что содержания меди, цинка и золота в золе растений находятся в прямой зависимости от их концентраций в почвах с превышением в 1,5—6 раз. Максимальные концентрации рудных элементов характерны для растений с сильно развитой корневой системой (жимольт, спирея, вишня, шиповник, миндаль, тонкорассеченная польнь) при накоплении меди, свинца, серебра и золота в листовенной части. Опробованием растений и гумусового слоя почв установлены ореолы меди, свинца и цинка над перекрытыми рудными телами. В условиях Алмалыка на выходах тел пышно развита смолевка, в золе которой содержание меди достигает 0,9%.

Перспективен шлиховой минералого-геохимический метод, предложенный В. Ф. Гуревым. Метод основан на изучении выделяемых из шлихов пиритов и псевдоморфоз лимонита по пириту, с различными кристаллографическими формами в разных зонах месторождений медно-порфирового типа. Для их внутренних частей характерно преимущественное развитие кристаллов пирита октаэдрического габитуса. Площадь шлиховых ореолов, естественно, зависит от степени эродированности месторождений, рельефа, климатических особенностей и других факторов и может составлять от сотен квадратных метров до первых квадратных километров. Определение набора и концентраций элементов-примесей в пиритах дает дополнительную поисковую информацию и в сочетании с выявленными шлиховыми ореолами пиритов может быть более эффективным, чем поиски только по вторичным геохимическим ореолам.

Важно отметить, что по данным исследований, выполненных пока на единичных объектах, набор элементов-примесей в пиритах из разных частей медно-порфировых систем отражает рудную и геохимическую зональность. Следовательно, по данным шлихо-

вого минералого-геохимического метода можно не только судить о возможном местонахождении перспективной площади, но и оценивать вероятный уровень эродированности искомым объектов, степень вскрытости различных частей рудно-метасоматических систем. Этот метод применялся в Южно-Гобийском поясе МНР, где были получены положительные результаты [17], и рекомендован к использованию в районах с аридным и полуаридным климатом.

Вероятность обнаружения тех или иных составляющих медно-порфировых систем, особенно в условиях плохой обнаженности, в значительной степени зависит от плотности наблюдений при геологических, геофизических и геохимических исследованиях.

Оценка оптимальной плотности сети проведена Б. Г. Башкировым [17], исходя из вероятности обнаружения медно-порфирового месторождения с поперечным сечением выхода 0,3 км. Этому сечению могут отвечать объекты с запасами не менее 500 тыс. т меди. Следует отметить, что расчеты проведены применительно к размерам зоны промышленных руд, которая в наиболее общем случае составляет не более 1/3—1/5 сечения выхода гидротермально-измененных пород. Результаты расчетов вероятности обнаружения месторождений медно-порфирового типа приведены в табл. 7.

Приведенные данные показывают, что при комплексировании различных методов поиска в масштабе 1:50 000 позволяют выявить если не зону промышленной минерализации, то по крайней мере одну из частей рудно-метасоматической системы либо достаточно надежные ее признаки.

Л. М. Трубниковым, Н. Я. Шевченко, В. Г. Сидельниковым [17] на основе экспериментального моделирования и последовательного подбора приемлемой плотности сети геофизических (магнитометрия и метод вызванной поляризации) и геохимических наблюдений установлено ее оптимальное значение 250×25 м. Эта плотность практически достижима при ведении детализационных

Таблица 7

Значения вероятности обнаружения месторождений медно-порфирового типа при различной плотности сети (по расчетам Б. Г. Башкирова [17])

Методы поисков	Масштаб поисков		
	1 : 10 000	1 : 25 000	1 : 50 000
I. Поисковое бурение	2,2	1,0	0,44
II. Геофизические	5,3	2,1	0,83
III. Геохимические (по разным частям ореолов)	2,4—7,97	1,05—3,12	0,46—1,42
Комплексирование методов:			
I+II	3,95	1,58	0,71
I+III	5,50	2,25	1,06
I+II+III	7,15	2,91	1,33

работ на участках, выявляемых при поисках масштаба 1:50 000 путем сгущения в два (т. е. до 1:25 000) раза сети упомянутого масштаба и использования ее данных. Переход от масштаба 1:50 000 непосредственно к масштабу 1:10 000 на стадии детальных поисков вызывает частичную потерю информации, а последний из масштабов не дает существенных преимуществ по сравнению с поисками масштаба 1:25 000, выполняемыми с соблюдением оптимальной сети измерений.

Для установления позиции рудной минерализации в пределах перспективных участков решающее значение имеет изучение рудно-метасоматической зональности геологическими методами с дополнением других, позволяющих определить признаки соответствующих зон.

Закономерная приуроченность промышленных руд к внутренним зонам гидротермально-метасоматических изменений и наличие на многих объектах значительных по масштабам пиритовых ореолов определяют эффективность картирования метасоматитов с выделением различных фаций, типов и интенсивности сульфидной минерализации. При таких исследованиях существенное значение имеют оконтуривание площадей развития кварцевых (иногда кварцево-ортоклазовых, ортоклазовых) прожилков и оценка насыщенности ими пород, выделение участков проявления сульфидной минерализации с определением количественных соотношений таких минералов, как пирит, халькопирит, борнит, молибденит.

Перечислим методы, пока не получившие широкого распространения. В первую очередь это методы термобарометрии, позволяющие разделить площади гидротермально-измененных пород по насыщенности газово-жидкими включениями и температурам их формирования с определением позиции центра минерализации. Опытные-методические работы, выполненные на отдельных месторождениях (Мамут, Колоула и др.), подтверждают перспективность использования таких методов.

Для разделения метасоматических зон приложимы результаты изучения таких минералов, как биотит, рутил и апатит. На примере месторождения Мэгги показано, что гидротермальные биотиты с различными оптическими и химическими свойствами характеризуют разные по рудности части зоны гидротермальных изменений. Интересны данные С. Уилльямса и Ф. Себрона [9] о составе рутила и апатита в породах 77 медно-порфировых месторождений. Рутил встречается как единственный минерал титана в биотит-ортоклазовой зоне метасоматоза и обычен во внутренних частях хлорит-эпидотовых зон, где он образуется как результат разрушения сфена, биотита и роговой обманки. Отношение длины к ширине кристаллов рутила составляет 1,5/1 в центре порфировых систем и постепенно увеличивается ко внешним частям до 2:1. Характерный красный цвет рутила в шлифах связывается с высокими концентрациями меди (от 100 до  $500 \cdot 10^{-4}$  %). Отношения  $\text{Sr} + \text{V}/\text{Nb} + \text{Ta}$  необычно высокие. Кристаллы апатита несут следы сложной истории коррозии и переотложения, согласующейся с

явлениями миграции элементов во время жизни порфировой системы, и обогащены хлором.

Главная задача геологических и минералого-петрографических исследований — расшифровка строения рудно-метасоматической зональности, определение внутренних и внешних частей медно-порфировых систем на вскрытом эрозией уровне. Решение этой задачи облегчает интерпретацию геофизических и геохимических данных и в совокупности с последними обеспечивает выбор площади, заслуживающей первоочередной проверки бурением.

Из геофизических исследований наиболее эффективен метод вызванной поляризации, аномалии которого надежно оконтуривают площади развития пиритизации, в пределах которых обычно и располагаются зоны промышленной минерализации. Магнитометрия позволяет определить границы штоков, а в некоторых случаях и отдельные зоны изменений, однако прямое поисковое значение этого метода существенно ниже.

Геохимические поиски по вторичным ореолам и данные опробования коренных пород на основные и попутные элементы обеспечивают не только конкретизацию возможного положения промышленных руд, но и позволяют оценить интенсивность минерализации и возможные уровни концентраций полезных компонентов.

В большинстве случаев участки развития промышленной рудной минерализации отвечают площадям перекрытия в пространстве внутренних метасоматических зон с аномалиями вызванной поляризации умеренных значений и геохимическими аномалиями высокой интенсивности. Естественно, что даже при благоприятном стечении обстоятельств рудная минерализация по масштабам и содержаниям полезных компонентов не может отвечать промышленному объекту, что устанавливается лишь при последующих оценочных работах.

**Оценка масштабов рудной минерализации** обеспечивается вскрытием соответствующих частей медно-порфировых систем буровыми скважинами. Определению параметров минерализованных зон способствует постановка детализационных электроразведочных методов. Использование последних на медно-порфировых месторождениях Южного Казахстана проанализировано В. П. Коняевым, В. П. Стеценко и В. Ф. Штифановым [17].

Распространение сульфидной минерализации на глубину может быть оценено постановкой метода вызванной поляризации в варианте многоразносного комбинированного профилирования, который использовался на ряде объектов. Для опонсования околоскважинного и межскважинного пространства применяется метод вызванной поляризации в модификации трехэлектродного профилирования и вертикального профиля. Оценка масштабов зон сульфидной минерализации возможна на основе метода КСПК — корреляционного способа поляризационных кривых, который позволяет по одиночным подсечениям рудных тел скважинами составить представление об объеме распространения минерализации. Измерения вызванной поляризации азимутальной установкой и метод

заряда вызванной поляризации применимы для определения позиции минерализованных зон относительно скважин. Для увязки подсечений и уточнения положения объекта между скважинами используются методы электрокорреляции в модификациях скважина — скважина или скважина — поверхность. Постановка метода «глубинного» заряда вызванной поляризации позволяет выявить направления продолжения известных зон сульфидной минерализации.

Успех поисково-оценочных работ во многом зависит от того, в какой мере на ранней стадии выявлены факторы, контролирующие морфологию минерализованных зон и формы рудных тел. Известны случаи повторных постановок оценочных работ на некоторых объектах из-за неполной расшифровки морфологических особенностей зон сульфидной минерализации при более раннем изучении.

Приведенные выше данные о морфологии минерализованных зон месторождений медно-порфирового типа показывают, что для группы конформных рудных тел интерполяция и экстраполяция отдельных рудных подсечений должны выполняться с учетом положения в пространстве поверхностей соответствующих порфировых интрузивов. Подобие форм рудных тел формам интрузивов создает необходимые предпосылки для приближенного установления внешних и внутренних границ минерализованных зон. Как показывают данные по глубокоовскрытым месторождениям, этим границам подчинено и распределение концентраций меди. Поэтому механическая увязка интервалов равных концентраций со скважины на скважину, не опирающаяся на какие-либо геологические факторы, может оказаться недостоверной.

Более сложный случай представляют собой рудные тела дисконформной группы, где пока трудно установить факторы, определяющие внешние ограничения минерализованных зон, которые обычно устанавливаются по данным опробования.

В обоих случаях надежные представления о форме рудных тел достигаются разбуриванием перекрытых разрезов в начале поисково-оценочных работ. Существенное значение имеют наклонные скважины, оценивающие сплошность оруденения между вертикальными скважинами. Проходка наклонных скважин широко используется в зарубежной практике. Приведенные примеры показывают целесообразность вскрытия перспективных участков на значительные глубины (500—750 м, а иногда и до 1000 м). Это определяется в первую очередь этажностью расположения минерализованных зон и их значительным вертикальным размахом (Клаймакс, Юрэд-Гендерсон, Алмалык). Так, например, представления о масштабах месторождения Борлы, вначале оцененного до глубины 20—250 м, существенно изменились после проходки скважин глубиной 500—600 м, обнаруживших после неминерализованного интервала новые рудные тела, которые принадлежат к единой системе крутых ветвящихся по восстанию минерализованных зон.

Рассмотренные положения приложимы и к стадии разведочных работ.

В заключение приведем некоторые примеры очередности проведения прогнозных и поисковых работ и комплексирования различных методов по районам и месторождениям, изучавшимся в последние годы.

Обобщая опыт поисков погребенных медно-порфировых месторождений в Западном Тургае, М. Л. Сахновский, П. А. Литвин, М. Б. Рыбаков и И. А. Ногинова [17] выделили две стадии работ. Предварительные поиски, проводимые как глубинное геологическое картирование, подчинены задаче обнаружения интрузивных массивов по данным гравиметрии (сеть  $500 \times 200$  м) и магнитометрии (сеть  $500 \times 100$  м) и выявления зон пиритизации электроразведкой — методом вызванной поляризации (сеть  $1000 \times 200$  м). Последующие работы, направленные на локализацию участка опоскования, включают гравиметрию (сеть  $250 \times 100$  м), магнитометрию (сеть  $250 \times 200$  м) и глубинные литогеохимические поиски в пределах аномалий вызванной поляризации по профилям с шагом 100—200 м. На начальных стадиях оценки участка рекомендуется проведение магнитометрических и гравиметрических работ (по 2—4 профилям с шагом 50—100 м), глубинные литогеохимические поиски с шагом 100 м, что должно предшествовать разбуриванию аномальных зон опорными профилями скважин.

Большой опыт поисков накоплен исследователями в Южном Казахстане. В. П. Коняев, В. П. Стеценко и В. Ф. Штифанов [17] подчеркивают, что работы, выполненные в регионе, были подчинены задаче выделения потенциально перспективных площадей, их последовательного сокращения и выделения участков, заслуживающих детального опоскования и оценки.

Общая очередность работ включает прогнозно-металлогенические исследования с выделением площадей для среднемасштабных поисков, проведение на таких площадях, в зависимости от уровня изученности, геологосъемочных работ либо доизучения в сочетании с литогеохимической съемкой и опережающим комплексом геофизических методов (магнитометрическая и гравиметрическая съемки).

На перспективных участках, выделенных по результатам среднемасштабных исследований, ставились детальные поисковые работы, включающие литогеохимическую, магниторазведочную и гравиразведочную съемки, постановку метода вызванной поляризации в варианте срединного градиента и бурение поисковых скважин. При выявлении признаков рудного объекта с оценкой его возможных запасов ставились поисково-оценочные работы, при которых для целенаправленного разбуривания участков использовались детализационные методы вызванной поляризации, радиоволнового просвечивания в скважинах и микромагнитная съемка.

Актогайский рудный район, отвечающий площади слабо эродированного средне-позднекаменноугольного колдарского гранодиоритового массива, входящего в позднепалеозойскую вулканоплутоническую ассоциацию, был выделен в качестве перспективного по итогам прогнозно-металлогенических исследований. Основные чер-

ты морфологии массива расшифрованы по данным магнитометрических и гравиметрических съемок.

При постановке крупномасштабных поисков с использованием методов литогеохимии и вызванной поляризации в районе были выявлены аномалии, разбуривание которых привело к обнаружению месторождений Актогай, Айдарлы и Кизилкия. Поля повышенных значений  $\eta_k$  оказались в контурах пиритизации и гидротермальных изменений при тяготении аномальных зон к штокам гранодиорит-порфиров. Эти участки, на которых бурением были вскрыты медно-порфировые руды, отчетливо фиксируются и в геохимических ореолах контрастными аномалиями меди и молибдена с кольцевым строением.

Все эти месторождения района выделяются локальными гравитационными и магнитными максимумами. Последние связаны с преобразованием первичного магнетита изверженных пород в гематит и гётит в зонах гидротермально-метасоматических изменений.

Отражение месторождения Актогай в физических полях показано на рис. 58. Эпицентр локальной гравиметровой аномалии на этом объекте совпадает с внутренним безрудным ядром месторож-

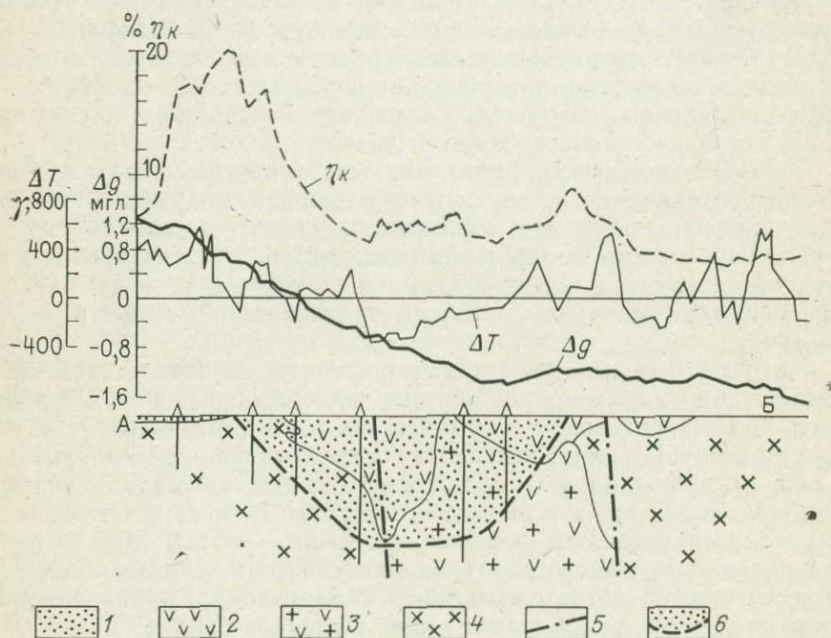


Рис. 58. Разрез месторождения Актогай. По В. Коняеву, В. Стеценко, В. Штифанову [17].

1 — четвертичные отложения; 2 — лавы и туфы андезитового и андезит-дацитового состава, туффиты ( $C_3-P_1$ ); 3 — малые интрузии гранодиорит-порфиров; 4 — кварцевые диориты и гранодиориты; 5 — разрывные нарушения; 6 — контур молибденово-медного оруденения

дения, где расположены монокварцевые тела. Отрицательная аномалия  $\Delta T$ , фиксирующая минерализованную зону месторождения, ограничивается повышенными значениями дифференцированного магнитного поля.

В. П. Коняев, В. П. Стеценко и В. Ф. Штифанов [17] отмечают, что детализация аномалии вызванной поляризации на месторождении Актогай постановкой метода многоразностного комбинированного профилирования вызванной поляризации позволила оценить распространенность оруденения на глубину. Для оценки наличия минерализации в межскважинном пространстве использовался метод вызванной поляризации в модификации трехэлектродного профилирования и вертикального профиля. На ранних стадиях оценочных работ на месторождении Актогай, вскрытом одиночными скважинами, для определения общих размеров минерализованных зон и участков их распространения использовался метод КСПК и «глубинного» заряда. Для увязки рудных тел в межскважинном пространстве на поисково-оценочной стадии применялся метод заряда ВП и электрической корреляции в вариантах: скважина — поверхность и скважина — скважина.

Аналогичный комплекс работ был выполнен на Коксайском месторождении, площадь которого была выделена в перспективные по данным геологических маршрутов, установивших участки развития медной зелени и ожелезнения.

Следует отметить, что интрузивный массив, вмещающий это месторождение, фиксирован отчетливой положительной гравитационной аномалией. В магнитном поле зона медно-порфирового оруденения выражена относительно спокойными участками на фоне повышенных значений  $\Delta T$ , характеризующих неминерализованные фазы массива. Интенсивность аномалий метода вызванной поляризации на площади развития сульфидной минерализации зависит от глубины распространения зоны окисления и мощности наносов и изменяется от 8 до 3—5 %.

Поисково-оценочные работы, выполнявшиеся в Южно-Гобийском поясе МНР на участках с прямыми либо косвенными признаками минерализации, включали геологическое картирование поверхности в масштабе 1 : 10 000—1 : 5000 (маршруты и ограниченный объем канав) и комплекс геофизических исследований (методы ВП, ВЭЗ ВП, магнитометрия). Плотность наблюдений при электроразведочных работах 200×50 м, при магнитометрии, выполнявшейся по тем же профилям, шаг наблюдений составлял 10—25 м. Вертикальное электрическое зондирование по методу ВП на аномальных участках позволяет оценивать глубину расположения и форму возмущающего объекта, чем определяются глубины скважин.

Манлайская группа рудопоявлений, на которых выполнялись эти работы, приурочена к одной из субширотных вулканотектонических структур Южно-Гобийского пояса. Последний образован породами андезит-диоритовой средне-позднекаменноугольной вул-

кано-плутонической ассоциации, залегающими на позднесилурийско-раннедевонском эвгеосинклинальном основании.

Геологическое строение наиболее изученного участка Хармагтай и результаты проведенных работ показаны на рис. 59. Медная минерализация приурочена к штоку диорит-гранодиоритового состава, прорывающему нижнедевонские кремнистые сланцы и сред-

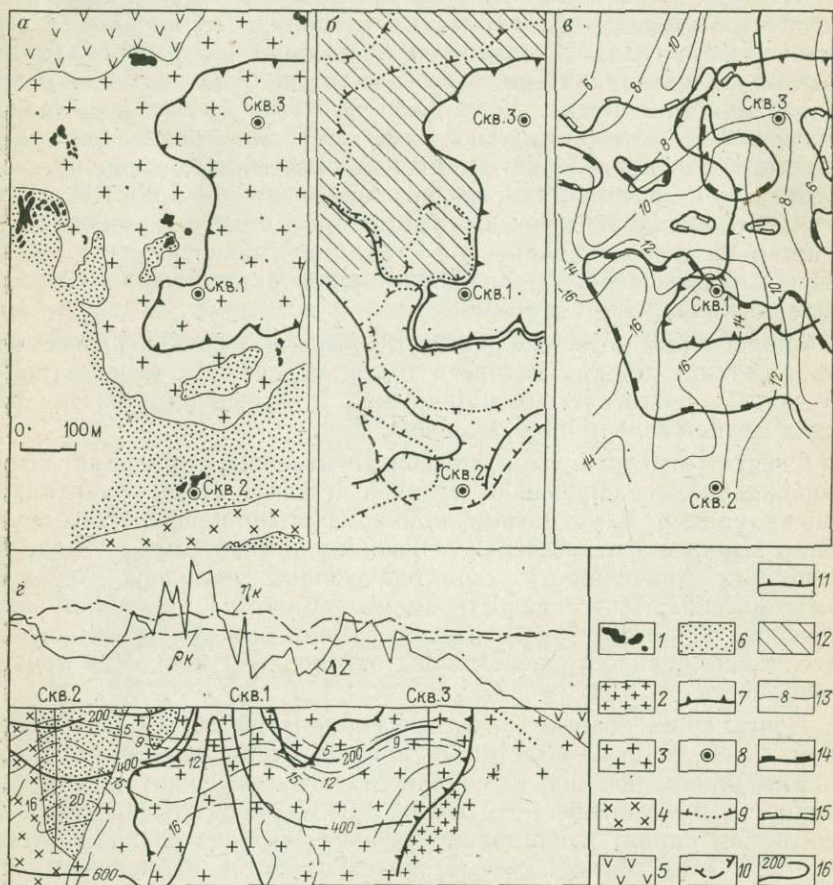


Рис. 59. Участок Хармагтай. Южно-Гобийский пояс МНР. По материалам разных авторов [17].

а — схема геологического строения; б — метасаматическая зональность; в — аномалии магнитометрии и метода вызванной поляризации; г — геолого-геофизический разрез.

1 — кварц-турмалиновые брекчи; 2 — гранодиорит-порфиры; 3 — порфириновые диориты и диорит-порфиры; 4 — габбро-диориты; 5 — средне-верхнекаменноугольные лавы и лавобрекчи андезитов; 6 — среднедевонские кремнистые сланцы; 7 — граница зоны серицитизации, окварцевания и хлоритизации с гематит-пирит-халькопиритовой прожилково-вкрапленной минерализацией; 8 — скважины; 9 — границы зоны турмалинизации; 10 — границы зоны лимонитизации и гематитизации пиритсодержащих пород; 11 — границы зоны калишпатизации; 12 — площадь развития эпидотизации; 13 — изоаномалы  $\eta_h$  (в %); 14 — положительные магнитные аномалии; 15 — отрицательные аномалии; 16 — изолинии  $\eta_h$  и  $\rho_h$  по данным ВЭЗ-ВП

не-верхнекаменноугольные туфы и лавы андезитов. Центральная зона брекчирования с развитием кварцевых прожилков, несущих гематит-пирит-халькопиритовую и гематит-халькопиритовую минерализацию и сопровождающихся хлоритизацией и серицитизацией, наложена на слабо калишпатизированные породы. На периферии участка выделяется зона турмалинизации, где в эндо- и экзоконтактовых частях штока широко развиты кварц-турмалиновые жилы и неправильные тела. В этой зоне, а участками и вне ее развита пиритизация, особенно интенсивная в кремнистых сланцах.

На рис. 59, в, г площадь участка характеризуется знакопеременным магнитным полем, аномалии которого отражают некоторые детали строения штока, но не выделяют зону развития рудной минерализации. Последняя располагается в поле умеренных значений вызванной поляризации, максимумы которых совпадают с участками интенсивной пиритизации. О распространенности рудной минерализации на глубину можно судить по данным электроразведочных методов. Исследователи отмечают высокую эффективность метода вызванной поляризации на участке Хармагтай, выделенном в качестве перспективного по проявлениям серицитизации и медной минерализации (медная зелень), развитию кварцевых прожилков с гидроокислами и окислами железа, наличию аномалии меди в почвах.

Общая последовательность работ разных видов и масштабов и комплексирование различных методов заключается в следующем.

1. Прогнозные исследования, проводимые с целью выделения различных категорий площадей, перспективных на обнаружение медно-порфировых месторождений (провинции, поисковые районы, перспективные участки), на основе использования факторов, отражающих связь оруденения с вулканоплутоническими ассоциациями и их составляющими, палеотектоническую и структурную позицию рудных районов и месторождений, приуроченность минерализации к определенным интрузивным образованиям.

2. Предварительные поиски, выполняемые на перспективных площадях для установления рудно-метасоматических систем либо их основных признаков. Используемые при этом поисковые критерии отражают связь оруденения с определенными фазами и фациями магматических комплексов, состав и зональность в распределении метасоматитов и сульфидной минерализации. Поисковые методы включают геологическое картирование, гравиметрическую и магнитометрическую съемки, геохимические поиски по вторичным и первичным ореолам, электроразведку методом вызванной поляризации, выполняемую на площадях с признаками метасоматических изменений и рудной минерализации.

3. Поиски, направленные на детализацию перспективных участков с задачей выявления положения зон развития оруденения. Работы включают магнитометрию, геохимические поиски, электроразведку методом ВП и ЕП. До начала буровых работ практикуются постановка ВЭЗ ВП для определения возможного распространения по вертикали зон сульфидной минерализации в пределах

выявленных комплексных аномалий. Из поисковых признаков ведущее значение имеют метасоматическая, рудная и геохимическая зональности, знание строения которых позволяет с минимальными затратами определить возможное местонахождение рудных тел.

4. Поисково-оценочные работы, проводимые в пределах выявленных зон рудной минерализации для определения ее масштабов и возможного промышленного значения. Выполняемые на этой стадии буровые работы могут сочетаться с детализационными электроразведочными методами, задачей которых является определение характера распространения рудной минерализации в межскважинном и околоскважинном пространстве.

## Заключение

Геологические основы прогнозирования и поисков месторождений медно-порфирирового типа определяются приуроченностью этих объектов к вулканоплутоническим ассоциациям, формирующимся в специфических палеотектонических обстановках и приуроченным к относительно самостоятельным геотектоническим единицам; вхождением рудных тел в значительные по размаху рудно-магматические системы, главные элементы которых — порфирировые фазы интрузивных составляющих вулканоплутонических ассоциаций: закономерная приуроченность промышленной минерализации к внутренним и средним зонам рудно-метасоматических систем.

При связи медно-порфирирового оруденения с андезитоидным магматизмом медно-порфирировые металлогенические провинции входят в вулканоплутонические пояса двух типов: окраинно-континентальные андезитоидные, где преобладают известково-щелочные, нормальные и натровые андезитовые, андезит-риодацитовые, андезит-дацит-липаритовые вулканогенные формации и островодужные базальтоидные с преобладанием натровой андезит-базальтовой формации. В поясах первого типа продуктивные вулканоплутонические ассоциации формируются на гетерогенном основании до появления игнибритовых и трахитоидных формаций, а в поясах второго типа — после недифференцированной базальтовой формации и до начала накопления вулканогенных молассоидов.

Рудные районы в зависимости от палеотектонической позиции и состава субстрата поясов разделяются на эпикратонные, эпимиеогеосинклинальные, эпизвгеосинклинальные и эвгеосинклинальные (островодужные). Районы отвечают ареалам распространения интрузивных составляющих продуктивных вулканоплутонических ассоциаций. В эпикратонной обстановке рудоносные интрузивы принадлежат к ряду плутонитов диориты—гранодиориты—граниты, в эпимиеогеосинклинальных условиях они завершают ряд диорит—монцодиорит—монцит, в эпизвгеосинклинальных районах — диорит—гранодиорит, а в эвгеосинклинальных — диорит—кварцевый диорит (тоналит). Рудоносные порфирировые интрузивы полностью наследуют петролого-петрохимические особенности предшествующих фанеритовых фаз.

Различия в палеотектонической позиции рудных районов отражаются в минералого-геохимических характеристиках месторождений, которые по ведущему составу руд разделяются на существенно молибденовые (эпикратонные), медно-молибденовые (эпимиеогеосинклинальные), молибденово-медные (эпизвгеосинклинальные) и существенно медные (эвгеосинклинальные). Эти минеральные типы месторождений имеют определенные различия в составе ас-

социрующихся метасоматитов и в общем рисунке метасоматической зональности.

При прогнозных исследованиях медно-порфировые провинции выделяются как площади развития продуктивных ассоциаций в пределах соответствующих вулканоплутонических поясов. Важное значение имеют установление палеотектонической позиции пояса по формационным характеристикам, выявление природы и состава субстрата поясов, учет фациальных и петролого-петрохимических особенностей продуктивных вулканоплутонических ассоциаций, определение положения этих ассоциаций в общей последовательности формаций и комплексов, образующих пояса.

Для построения соответствующих прогнозных карт привлекаются данные геологических съемок, формационного анализа и региональных геофизических работ.

При выявлении рудных (поисковых) районов необходимо учитывать четыре возможные обстановки нахождения медно-порфировых месторождений с соответствующей спецификой петролого-петрохимических характеристик продуктивных плутоногенных образований и минералого-геохимического профиля руд. Существенное значение имеют структурные факторы, в первую очередь поднятия древнего заложения, вулканоплутонические купола и депрессии, долгоживущие разломы. Структурно-формационная основа прогнозных карт, дополненная данными общих поисков, рекогносцировочных геохимических работ, гравиметрических и магнитометрических съемок, обеспечивает определение позиции потенциальных рудных районов.

Перспективные участки в пределах рудных районов устанавливаются по сумме составляющих медно-порфировых рудно-магматических систем (порфировые штоки, брекчиевые тела, проявления гидротермально-метасоматических изменений и рудной минерализации) и их признаков, выявляемых геофизическими и геохимическими методами. Существенное значение имеют данные геохимического опробования отложений водотоков и шлиховых минералого-геохимических поисков, позволяющих установить позицию рудно-магматических систем.

Положение промышленной минерализации на площади перспективных участков определяется исходя из закономерностей строения рудно-метасоматической зональности, расшифровываемой геологическими, геофизическими и геохимическими методами. Важны при этом геохимические поиски по первичным и вторичным ореолам, данные электроразведки (методы вызванной поляризации и естественного поля) и магнитометрии.

Рассмотренные в книге геологические основы прогнозирования и поисков и определяемые ими комплексы работы обеспечивают решение задач по выделению перспективных площадей различных категорий и обнаружению вскрытых эрозией месторождений медно-порфирового типа. Вместе с тем для дальнейшего повышения эффективности поисковых работ, особенно в условиях плохо обна-

женных районов, требуется разработка новых методов, часть из которых рассмотрена выше.

Заслуживает более широкого применения шлиховой минералого-геохимический метод, отличающийся простотой и низкими затратами. Для труднодоступных потенциально перспективных районов, требующих ускоренного поискового освоения, существенное значение имеют дистанционные методы. Поэтому важно расширить работы по использованию для поисков аэрогаммаспектрометрического метода, разрабатывать и совершенствовать аэроэлектроразведочные методы, более широко применять материалы космических и высотных съемок. Необходимо также отметить важность создания комплекса методов поисков перекрытых и скрытых месторождений, располагающихся на доступных для разведки и разработки глубинах.

## Список литературы

1. *Белый В. Ф.* Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М., Наука, 1978.
2. *Восточно-Азиатская система* краевых вулканогенных поясов — особенности строения, магматизма и металлогении/Н. А. Шило, П. В. Бабкин, В. Ф. Белый, А. А. Сидоров.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1978, № 2, с. 24—31.
3. *Геологические основы* прогнозирования районов медно-порфирового оруденения.— Тр. ЦНИГРИ, вып. 134, 1978. 136 с.
4. *Геология* медно-порфировых месторождений Казахстана и Средней Азии. Алма-Ата, Изд. КазИМС, 1972. 244 с.
5. *Глубинное строение, магматизм, металлогения* Тихоокеанских вулканических поясов. Владивосток. ДВНЦ АН СССР, 1976.
6. *Голованов И. М.* Меднорудные формации Западного Тянь-Шаня. Ташкент, ФАН, 1978. 262 с.
7. *Красный Л. И.* Проблемы тектонической систематики. М., Недра, 1977. 176 с.
8. *Кривцов А. И.* Типы районов медно-порфирового оруденения.— Геол. рудн. м-ний, 1977, № 4, с. 44—57.
9. *Кривцов А. И., Макеева И. Т.* Проблемы геологии медно-порфировых и колчеданных месторождений. М., ВИНТИ, 1979. 160 с.
10. *Медно-молибденовая рудная формация*/Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 319. Новосибирск, Наука, 1977. 424 с.
11. *Медно-порфировые месторождения* Алмалыка. Ташкент, ФАН 1974. 188 с.
12. *Мовсесян С. А., Исаенко М. П.* Комплексные медно-молибденовые месторождения. М., Недра, 1974. 343 с.
13. *Молодые геосинклинали* Тихоокеанского пояса, их вулканогенные и рудные формации/Г. М. Власов, О. Г. Борисов, Е. Д. Петраченко, М. И. Попкова. М., Наука, 1978. 180 с.
14. *Павлова И. Г.* Медно-порфировые месторождения. Л., Недра, 1978. 276 с.
15. *Перваго В. А.* Геология и экономика медно-порфировых месторождений. М., Недра, 1978. 170 с.
16. *Пиджян Г. О.* Медно-молибденовая формация руд Армянской ССР. Ереван, АН АрмССР. 1975. 310 с.
17. *Поисковые признаки и методы* поисков месторождений меднопорфирового типа.— Тр. ЦНИГРИ, вып. 141, 1979. 100 с.
18. *Покалов В. Т.* Генетические типы и поисковые критерии эндогенных месторождений молибдена. М., Недра, 1972. 270 с.
19. *Попов В. С.* Геология и генезис медно- и молибден-порфировых месторождений. М., Наука, 1977. 204 с.
20. *Рудоносные брекчии* и их поисковое значение. Алма-Ата, КазИМС, 1977, 230 с.
21. *Принципы прогноза и оценка* месторождений полезных ископаемых. Т. 1, под ред. В. Т. Покалова. М., Недра, 1977. 310 с.
22. *Смирнов В. И.* Об источниках вещества эндогенных месторождений полезных ископаемых.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1969, № 3, с. 3—17.
23. *Смирнов В. И.* Геология полезных ископаемых. Изд. второе. М., Недра, 1969. 685 с.
24. *Сорское* медно-молибденовое месторождение. Под ред. Н. Н. Амшинского и В. И. Сотникова. Тр. СНИИГГИМС, вып. 202. М., Недра, 1976. 160 с.
25. *Твалчредидзе Г. А.* Металлогенические особенности главных типов вулканических поясов. М., Недра, 1977. 110 с.
26. *Хасин Р. А., Маринов Н. А., Хуриц Ч.* Медно-молибденовое месторождение Эрдэнтуин-Обо в Северной Монголии.— Геол. рудн. м-ний, т. 19, № 16, 1977, с. 3—15.

27. *Ambrus J.* Geology of the El Abra porphyry copper deposit, Chile. — *Econ. geol.*, 1977, v. 72, p. 1062—1085.
28. *Baldock J. W.* Low-density geochemical reconnaissance in Peru to delineate individual mineral deposits. — *Trans. Inst. Min. and Met.*, 1977, B86, May, p. 63—72.
29. *Bingham* mining district. Guide book. Eds. *Bray R. E.* and *Wilson J. C.* Bingham Canyon, Utah, 1975, 100 p.
30. *Porphyry copper* deposits of the Southeastern Pacific Islands and Australia. — *Econ. geol.*, v. 73, N 5, 1978, p. 397—681.
31. *Corn R. M.* Alteration-mineralization zoning of the Red Mountain, Arizona. — *Econ. geol.*, v. 70, N 8, 1975, p. 1437—1447.
32. *Evolution of porphyry copper mineralization in an oceanic island arc: Panama.* *Kesler S., Sutter J., Issingonis M., Jones L. and Walker R.* — *Econ. geol.*, 1977, v. 72, N 6, p. 1142—1153.
33. *Gilmour P.* Mineralized intrusive breccias as guides to concealed porphyry copper systems. — *Econ. geol.*, 1977, v. 72, p. 209—303.
34. *Hollister V. F., Anzalone S. A., Richter D. N.* Porphyry copper deposits of Southern Alaska and contiguous Jucon Territory. *Can. Min. and Met. Bull.*, v. 68, N 756, 1975, p. 104—112.
35. *Janovič S.* The copper deposits and geotectonic setting of the Thethyen Eurasian metallogenic belt. — *Miner. deposita*, 1977, 12, N 1, p. 37—47.
36. *Jambor J. L., Beaulne J. M.* Exploration possibilities for porphyry deposits in the central part of Hinghland Valley, Brit. Columbia. „*Pap. Geol. Surv. Can.*, 1977, C., N 1, p. 101—106.
37. *Loudon A. J.* Marcopper porphyry copper deposit, Philippines. — *Econ. geol.*, 1976, v. 71, p. 721—732.
38. *Lovering T. I., McCarthy J.* (Eds). Conceptual models in exploration geochemistry. — *Journ. of geochem. exploration*, 1978, v. 9, N 2/3, p. 31—456.
39. *Millev V. R., Cholakov I. N.* Biggest mining project in Bulgarian five-year plan — World mining, 1978, 31, N 2, p. 50—52.
40. *Petö P.* Plutonic evolution of the Canadian Cordillera. — *Geol. Soc. of America. Bull.*, 1974, v. 85, N 8, p. 1269—1276.
41. *Raines G. L.* Porphyry copper exploration model for Northern Sonora, Mexico. — *Journ. Res. U. S. Geol. Surv.*, 1978, 6, N 1, p. 51—58.
42. *Rowe R.* Porphyry deposits of Canadian Cordillera. — *Can. Min. Journ.*, N 11—12, 1973, p. 15—18, 35—39.
43. *Sharp J. E.* A molybdenium mineralized breccia pipe complex, Redwell Basin, Colorado. — *Econ. geol.*, 1978, v. 73, N 3, p. 369—382.
44. *Schmidt R. G., Bernstein R.* Evaluation of improved digital-processing techniques of Landsat data for sulfide mineral prospecting. — *Geol. Surv. Prof. Pap.*, 1977, N 1015, p. 201—215.
45. *Sillitoe R. H.* A reconnaissance of Mexican porphyry copper belt. — *Trans. Inst. of Min. and Met.*, v. 86, May, 1977, p. B107—B111.
46. *Titley S.* Geological characteristics and environment of some porphyry copper occurrences in the Southwestern Pacific. — *Econ. geol.*, 1975, v. 70, N 5, p. 768—784.
47. *Wallace S. R., Mackenzie W. B., Blair R. G., Muncaster N. K.* Geology of the Urad and Henderson deposits, Clear Creek County, Colorado, with a section on comparison of this deposits with those at Climax, Colorado. „*Econ. geol.*“, 1978, v. 73, N 3, p. 325—368.
48. *Waterman G. and Hamilton R.* The Sar Cheshmeh porphyry copper deposit. — *Econ. geol.*, 1975, v. 70, N 3, p. 568—576.
49. *Woodcock J. R., Hollister V. F.* Porphyry molybdenite deposits of the North American Cordillera. — *Mineral Sci. Eng.*, 1978, v. 73, N 1, p. 3—18.

## Указатель месторождений и рудопроявлений

### А

Аврора 63  
Агарак 26, 35, 54, 183  
Аданак 58  
Айдарлы 242  
Айлэнд Коппер 28, 58, 60  
Аксуг 26, 183  
Актогай 26, 35, 91, 159, 166, 183, 242,  
243  
Алмалы 26  
Алмалыкский рудный район 19, 32,  
36, 91, 131, 132, 133, 134, 135, 152,  
166, 167, 168, 173, 175, 179, 236  
Андаколло 26  
Андурамата 75, 76, 77  
Анкаван 26  
Арие 28  
Асарел 50  
Атлас 28

### Б

Багдад 19, 26, 28, 150  
Байское 26, 87  
Барло 44  
Басай 28  
Баталы 171  
Баумтофф 25, 65  
Белл 167  
Белл Молибденум 58  
Белла Эсперанца 63  
Бетлехем 19, 26, 28, 58, 89  
Биг Бен 61  
Биг Буг 150  
Бингхэм 19, 26, 28, 32, 35, 62, 88, 115,  
116, 117, 118, 163, 179, 181, 183, 194  
Биргильдинское 25  
Бирюк 74  
Бисби 62  
Блэк Маунтин 28  
Бозовики 51  
Болкана 52  
Борлы 26, 74, 87, 175, 240  
Бонд Крик 65  
Босс Маунтин 20, 35, 58, 60  
Бошекульское 24  
Браден (Эль-Теньенте) 6, 7, 28, 93,  
155, 156, 157, 158, 159, 171  
Бренда 19, 26, 28, 35, 58  
Бугдая 26, 160  
Бучим 53

Буэна-Эсперанца 30  
Бэтл Маунтин 28, 197

### В

Вайвака 217, 220  
Вайтоме 24  
Вайт Клоуд 61  
Вашингтон 64  
Векол 198  
Велики Кривель 50  
Вознесенское 25  
Вэйсой 217, 218, 219, 220  
Вэлли Коппер 28, 60, 168

### Г

Гельвенция 202  
Гендерсон 105, 107, 108, 109, 16Г, 18Г,  
183, 186  
Гибралтар 26, 28, 60  
Глешер Галч 58  
Грабстейк 25, 65  
Грэнайл 60, 93, 167

### Д

Дак Ривер 58  
Дальнее 133, 169  
Дева 51, 52  
Дех Сиахан 213  
Диспуата 26, 159  
Джонсон Крик 65  
Драй Крик 65  
Дороти 167  
Дос Побрес 198  
Дэннис 22

### Е

Елаците 185, 186, 187

### Ж

Жирекен 159, 160

### З

Златница 53

**И**

Или 26, 28, 35, 61, 86, 194  
 Ингуаран 9, 208  
 Индиан Пасс Лейк 25, 65  
 Инспирейшн 28, 93  
 Империап 197  
 Ирл 61, 62  
 Ист Гельвеция 197  
 Итака Пик 197

**И**

Иеррингтон 28, 61

**К**

Кабанг Кири 28, 44, 220, 222  
 Қаджаран 19, 26, 35, 54  
 Казино 22, 26, 28, 58  
 Кайнакту 24  
 Кайон 47  
 Қаламазу 19, 26, 28, 198  
 Кальмакыр 26, 133, 159, 171, 183  
 Кампана Махунда 192  
 Кананеа 62, 63, 150, 232  
 Каньяриако 211, 212  
 Каратас 21, 74, 84, 162, 194  
 Карибу Белл 28, 194  
 Карл Крик 65  
 Каскырказган 74, 169  
 Кастл Дом 26  
 Кварц Хилл 58  
 Квелловеко 26, 192  
 Квеста 162, 183  
 Кенькудук 74, 90  
 Кепчам 90  
 Кизилкия 242  
 Кинг Пик 197  
 Кион 26, 97  
 Клондаик 150  
 Клаймакс 9, 20, 32, 61, 109, 154, 162,  
 181, 183, 186, 240  
 Ко 65  
 Ко Бланко 192  
 Коалстоун 75, 76, 77  
 Коксайское 19, 26, 37, 91, 126, 127,  
 128, 129, 130, 131, 152, 159, 165,  
 169, 175, 183, 184, 243  
 Коктасджал 26  
 Кокфилд 65  
 Колоула 24, 26, 28, 43, 44, 223, 235  
 Коннорс 28  
 Коппер Бэзин 150, 194, 197  
 Коппер Каньон 194, 202  
 Коппер Крик 150, 198, 202  
 Коппер Майн Пойнт 47  
 Коппер Маунтин 28, 58  
 Костелло Крик 25, 65  
 Коурад 19, 26, 31, 37, 74, 90, 159,  
 166, 167, 175, 179, 185, 186, 187, 188

Кочкора 47  
 Кристмас 197  
 Кроун Кинг 150  
 Кызыл-Канн 183  
 Кызылтау 26  
 Куахоне 26, 35  
 Кулу 42  
 Куэста 9  
 Кэтфэйс 58

**Л**

Ла Алумбрера 192  
 Ла Азулита 9, 63  
 Ла Вега 212, 213  
 Ла Верде 9  
 Ла Гранха 212  
 Ла Гуака 212, 213  
 Ла Каридад 26, 62, 63, 119, 120, 121,  
 171, 202, 207, 232  
 Лайм Крик 58, 161, 162, 183  
 Ла Маркита 63  
 Ла Муда 24, 26, 47  
 Лаундри Крик 24  
 Лахоа 164  
 Лилиеки 51  
 Лиллуэт 26  
 Лорнекс 26, 28, 58  
 Лоррейн 44, 58  
 Лос Алисос 232  
 Лос Бронхес 192, 235  
 Лос Лорос 7  
 Лос Пеламбрес (Аргентина) 192  
 Лос Пеламбрес (Чили) 7  
 Лос Пиларес 62, 63, 151, 232  
 Луки Шип 58  
 Лэвендер 150  
 Лэйард 28  
 Лэйкшор 198

**М**

Майданпек 50  
 Мак Гилл 26  
 Маккой Крик 62  
 Макларен 65  
 Малетойваямское 175  
 Малпика 63, 208  
 Мамут 28, 29, 44, 163, 183, 233, 238  
 Мантос Бланко 192  
 Манус 26  
 Мариндук 28  
 Маркоппер 24, 26, 28, 37, 45, 139, 140,  
 141, 170, 185, 223, 227  
 Мата-Граиде 11  
 Маунт Вашингтон 58  
 Маунт Крен 95  
 Маунт Хаскинс 58  
 Маунт Фубилан (Фубилан) 41  
 Мачкатица 53  
 Мбина 28

Медет 50, 86  
Мезтли 63, 207  
Мене 47  
Меткалф 150, 198  
Ми Вида 175, 192  
Минерал Бьютт 203  
Минерал Парк 9, 28  
Мисатчи 62  
Мичикилья 7, 19, 26, 28, 192, 211  
Миши 26, 197, 205  
Молдова Ноуа 50, 51  
Моренси 9, 19, 150, 194  
Морокоча 7, 26, 192  
Моррисон 26, 167  
Моча 26, 192  
Мраконна 51  
Мунмера 75, 76, 77  
Мусариу 52  
Мэгги 185, 208, 238

## Н

Наваганди 47  
Накозари 232  
Нарин-Худук 172  
Натап 49  
Нашовам 51  
Ногал Пик 203  
Нонг Ривер 41  
Норт Форк 61, 62, 170  
Ньюмен 167  
Нэтив Дог 78

## О

Озерное 87  
Ок Теди 28, 29, 35, 41, 44, 113, 114,  
115, 163, 183, 194, 224  
Олгал 41  
Оравица 50

## П

Пайма 26, 28, 198, 203, 205, 206  
Пангуна 19, 26, 28, 29, 43, 44, 94, 136,  
137, 138, 170  
Пантанос 9  
Парамиллос 192  
Патикан 47  
Пауэлл Пивер  
Пачон 6, 26  
Пашпап 26  
Петакилья 9, 46, 47  
Пинто Вэлли 26  
Пирамид 65  
Плеснуми 19, 26, 28, 42, 44, 95, 221  
Постон Бьютт-Флоренс 198  
Потрериллос 192  
Птармиган Крик 65  
Пуркариу 51

## Р

Радка 49  
Раунди Крик 58

Речк 10, 52, 164, 165, 166, 194  
Рио Бланко 26, 159, 235  
Рио-Виви 11, 24, 28, 37, 47, 97  
Рио Пинто 47  
Рошиа Поень 52  
Рут Рэдвелл 152, 153, 162  
Рэй 26, 28, 93, 203  
Рэд Бирд 58  
Рэд Маунтин (США) 199, 200, 201  
Рэд Маунтин (Канада) 20, 60  
Рэд Хилл 150

## С

Саиндак 10, 26, 194, 196, 214, 215, 232  
Сакатон 198, 203  
Салаватское 19, 25, 26, 37, 94, 141,  
142, 143, 144, 145, 170, 183  
Сан Исидро 9, 208  
Сан Ксавье Норт 198, 205, 206  
Сан Мануэль (Каламазу) 9, 28, 88,  
198  
Санта-Рита 26, 88, 185, 202, 206  
Сан Хозе Дель Дезерто 207  
Сапо Алегре 26, 28  
Сар-Чешме 10, 26, 185, 196, 213, 214,  
227  
Сары-Чеку 26, 91, 133  
Саффорд 9, 26, 150, 198, 203  
Северо-Западный Балыкты 133, 134,  
183, 184  
Серро Верде 26, 192  
Серро Колорадо 9, 26, 46, 92, 185,  
186, 187  
Силвер Белл 14, 62  
Силвер Крик 62  
Сипалей 28, 29  
Ситиз Сервис 28  
Сорское 19, 26, 35, 87, 110, 111, 112,  
152, 183  
Стайкин Коппер 194  
Стари Глоз 53  
Сурвэн Сухайт (Цаган — Субурга)  
26, 32, 92, 183, 184, 188  
Сьеррита 26, 28, 150, 197, 203, 205,  
206

## Т

Тайрон 197  
Талагуа 9  
Танама (Южн., Сев.) 11, 24, 26, 28,  
37, 47  
Таурус 22, 65  
Твин Бьютс 198, 205  
Ток 65  
Токвепала 26  
Толиман 9, 64  
Томлинсон 58  
Торомочо 26  
Трансвааль 64  
Трежер Крик 65

Турмалина 211  
Тэйзан 45, 223

## У

Ундур-Усу-Худук 92  
Уха-Худук 92

## Ф

Филекс 28  
Фортуна де Кобре 63  
Фрида Ривер 24, 26  
Фубилан (Маунт Фубилан) 28, 41  
Футик 41

## Х

Хадсон Бэй 183  
Хайлэнд Вэлли 60, 167  
Хаймонт (Ист, Вест) 28  
Хармагтай 92, 172, 244, 245  
Хелечо 26  
Хиллсборо 198  
Хорсфельд 65  
Хуалгайок Хунгут 172

## Ц

Цаган-Субурга (Сурвэн Сухайт) 26,  
32, 92, 183, 184, 188  
Цар Асен 50  
Циклова 50

## Ч

Чауча 9, 26, 192  
Челопеч 49

Чикора 28  
Чино 26  
Чорча 46, 47  
Чоча 6, 26  
Чукикамата 7, 26, 28, 35, 192, 209

## Ш

Шахтаминское 85

## Э

Элис 183  
Эль-Абра 26, 185, 192, 209, 210, 211,  
227  
Эль-Алакран 63, 208  
Эль-Арко 64, 208  
Эль-Сальвадор 19, 26, 28, 180, 192  
Эль-Сольдадо 30  
Эль-Теньенте (Браден) 6, 7, 28, 93,  
155, 156, 157, 158, 159, 171  
Эндако 20, 58, 60, 183, 184, 188  
Эрдэнтуин-Обо 19, 23, 26, 31, 37, 121,  
122, 123, 124, 125, 166, 185  
Эсис 42, 44, 94, 154, 155  
Эсперанца 26, 28, 198, 205, 206

## Ю

Юат (Сев. Южн.) 89  
Юрэд-Гендерсон 9, 20, 32, 35, 61, 105,  
107, 108, 109, 154, 181, 240

## Я

Яндера 26, 28, 41, 42, 89, 222

# Оглавление

Предисловие . . . . .	3
<b>Глава I. Типы медно-порфировых провинций и рудных районов . . . . .</b>	<b>5</b>
Медно-порфировые провинции и их геотектоническая позиция . . . . .	5
Типы медно-порфировых провинций . . . . .	11
Вопросы типизации рудных районов . . . . .	15
<b>Глава II. Геологическое строение основных медно-порфировых провинций и рудных районов . . . . .</b>	<b>40</b>
Кайнозойские провинции и районы . . . . .	40
Позднемезозойско-кайнозойские провинции и районы . . . . .	45
Мезозойско-кайнозойские провинции . . . . .	54
Позднепалеозойские провинции и районы . . . . .	66
Среднепалеозойско-мезозойские провинции и районы . . . . .	75
Принципы выделения провинций и рудных районов. Содержание мелкомасштабных прогнозных карт . . . . .	78
<b>Глава III. Геологическое строение типовых месторождений . . . . .</b>	<b>105</b>
Месторождения эпикратонных районов . . . . .	105
Месторождения эпимногеосинклинальных районов . . . . .	113
Месторождения эпиэвгеосинклинальных районов . . . . .	121
Месторождения эвгеосинклинальных (островодужных) районов . . . . .	136
<b>Глава IV. Основные составляющие медно-порфировых систем как поисковые признаки месторождений . . . . .</b>	<b>146</b>
Рудоносные порфировые фазы . . . . .	147
Брекчиевые тела . . . . .	149
Рудно-метасоматическая зональность . . . . .	160
Гипергенная зональность . . . . .	178
Рудные тела и их морфология . . . . .	179
Поисковые признаки месторождений медно-порфирового типа. Содержание средне- и крупномасштабных прогнозных карт . . . . .	190
<b>Глава V. Вопросы методики поисков медно-порфировых месторождений . . . . .</b>	<b>196</b>
Зарубежный опыт поисков . . . . .	196
Вопросы очередности и комплексирования различных видов и методов поисковых работ . . . . .	228
Заключение . . . . .	247
Список литературы . . . . .	250
Указатель месторождений и рудопроявлений . . . . .	252

4115

FBI/DOJ