

**РУДОНОСНОСТЬ
КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ
ВУЛКАНИЧЕСКИХ
ПОЯСОВ**



РУДОНОСНОСТЬ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ

Под редакцией чл.-кор. АН СССР Н. П. ЛАВЕРОВА

3778



МОСКВА «НЕДРА» 1982



Рудоносность континентальных вулканических поясов/И. Н. Томсон, В. С. Кравцов, Н. Т. Кочнева и др. Под ред. Н. П. Лаверова. М., Недра, 1982, 256 с.

Доказана интенсивная рудоносность континентальных вулканических поясов, в пределах которых обнаружены новые типы промышленных месторождений. Предложена новая систематика вулканических поясов, рассмотрены рудные районы в их пределах. Всесторонне охарактеризованы группы рудных районов с различными видами полезных ископаемых. Разработаны вопросы прогноза и оценки оруденения в вулканических поясах. Охарактеризованы типы оруденения, соотношения между ними, рассмотрены особенности металлогенической зональности, контролируемой вновь выявленными сводово-глыбовыми структурами. Даны новые представления о перспективах рудоносности вулканических поясов, об источниках рудного вещества и условиях его концентрации.

Для геологов, занимающихся проблемами металлогении, а также поисками и разведкой полезных ископаемых.

Табл. 1, ил. 54, список лит.— 50 назв.

Авторы:

И. Н. Томсон, В. С. Кравцов, Н. Т. Кочнева, Г. А. Тананьева, О. Г. Полякова, В. П. Полохов, А. А. Сидоров, Л. Г. Филимонова

Рецензент — д-р геол.-минер. наук *Б. В. Макеев*
(ВИМС)

ПРЕДИСЛОВИЕ

В связи с открытием новых крупных месторождений в настоящее время возрос интерес к проблеме рудоносности континентальных вулканических поясов. В последние годы появилось много статей, сделаны обобщения, проведены конференции и совещания, посвященные этой проблеме. Однако многие важные аспекты этой проблемы разработаны недостаточно. В их числе геодинамические условия образования вулканических поясов, их структура и металлогения. Большое значение для практики имеет проблема изучения рудных районов. Она заключается в выяснении их положения в поясах, определении естественных границ, выявлении особенностей внутреннего, в том числе глубинного, строения и др.

В предлагаемой книге рудным районам уделено большое внимание. Они охарактеризованы на фоне общих особенностей структуры и металлогении орогенных вулканических поясов различных типов. Рассматривается структурная позиция рудных районов по отношению к характерным структурным элементам вулканических поясов, а также к сквозным структурам. Иное решение этих задач обеспечивается привлечением новых методов исследования и особым подходом к палеотектоническим реконструкциям. Их применение для орогенных условий потребовало кардинального усовершенствования методики. В этих условиях при преобладании поднятий применение метода анализа мощностей и фаций ограничено. Распространение преимущественно магматических формаций в регионах рассматриваемого типа выдвигает на первый план при палеореконструкциях структурный анализ проявлений магматизма. Распределение однотипных магматических комплексов в пространстве позволяет оконтурить ареалы магматизма, рассмотреть черты их зональности и в конечном счете выделить контролирующие их структурные формы. На основе выявления направленной эволюции состава пород и циклов магматизма, их сопоставления с седиментационными ритмами оказалось возможным выделение тектонических циклов, хорошо проявленных в формировании вулканических поясов.

Фации магматических пород нередко являются индикаторами тектонических движений, сопровождавших их образование. Чаще всего плутонические фации характерны для областей поднятий, а вулканические — в основной массе располагаются в зонах погружений, хотя несомненно имеются поля вулканитов, связанные и с формированием поднятий. Анализ показывает, что существует причинная связь между магматизмом и орогенезом. Динамическое воздействие магм на структурную основу оказывается важным фактором тектогенеза. Характерно, что типоморфные структуры, возникающие при вулканогенном орогенезе, резко отличаются от дру-

гих структур, например, геосинклинального типа. Преобладающее значение тут принадлежит сводовым поднятиям различных масштабов и типов, а также очаговым структурам. Поскольку палеоконструкции далеко не всегда позволяют однозначно решить вопросы структурного районирования областей поднятий, необходимо привлекать и новые методы. К их числу относятся в первую очередь космогеологический метод и морфоструктурный анализ.

Для структурного районирования орогенных областей авторами применен комплексный метод, который включает анализ геофизических полей. На этой основе стало возможным выявить системы структур нового типа: орогенные и линейные сквозные зоны. Характеристика отдельных рудоконтролирующих структур этого типа уже приводилась в ряде работ (Ю. В. Комаров, П. М. Хренов, 1963 г.; В. И. Корешков, 1967 г.; Н. А. Фогельман, 1968 г.; Н. П. Лаверов, 1972 г.; И. Н. Томсон, М. А. Фаворская, 1973 г.; И. Н. Томсон и др., 1973 г.; М. А. Фаворская, И. Н. Томсон и др., 1975 г. и др.). В числе орогенных структур нами выделяются радиально-концентрические дислокации: крупнейшие мегаконцентрические структуры, мегасводы, своды, очаговые структуры, а также межгорные и грабенообразные впадины. Среди очаговых структур известны как купольные сооружения, так и кальдеры, которые часто играют определяющую роль в локализации рудных районов и узлов в вулканических поясах. Здесь мы полностью разделяем представления, высказанные ранее Н. П. Лаверовым [16]. Близкие идеи о главном типе рудоконтролирующих структур в вулканических поясах развиваются М. М. Василевским и др. (1977 г.), которые акцентируют внимание на «вулканогенно-рудных центрах», или очаговых структурах в нашем понимании.

Геологические границы рудных районов, по мнению авторов, совпадают по площади с крупными очаговыми структурами, секторальными блоками сводов и другими структурными элементами орогенной тектоники. Они обычно сопровождаются индивидуальными геофизическими полями.

В работе большое внимание уделено вопросам происхождения, строения и региональной металлогении континентальных вулканических поясов. Мы полагаем, что они возникли в условиях послеплатформенного орогенеза земной коры. Структурное районирование областей подобного типа в настоящее время проводится на разной основе. Коллективом ВСЕГЕИ при структурном районировании областей тектоно-магматической активизации юга азиатской части СССР выделялись области трех типов: плутогенные, вулканогенные и седиментогенные [24]. Мы считаем такой подход недостаточным. В основу принятого в настоящей книге районирования положен комплексный подход к выделению типоморфных структур, при котором отчетливо устанавливается, что тектоно-магматическая активизация континентальных областей проявляется в форме автономного орогенеза. При этом вулканические пояса охватывают лишь те части областей орогенной активизации, которые испытали интенсивное растяжение.

Среди актуальных современных проблем рудоносности вулканических поясов, которые затрагиваются в этой работе, выделяется проблема глубинного строения рудных районов, включающая разработку вопросов структурной и вещественной зональности, а также возможной ярусности оруденения. Авторы считают, что успешное решение проблемы связано с дальнейшей разработкой вопросов металлогении рудных районов и повышением эффективности прогноза новых месторождений.

Глава 1. ОСНОВНЫЕ ТИПЫ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБЛАСТЕЙ, ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ И МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ

Вулканические пояса возникали в различных тектонических условиях. В. Е. Хаин (1970 г.) выделяет четыре тектонических типа вулканических поясов: 1) океанические; 2) геосинклинальные; 3) эпигеосинклинальные орогенные; 4) континентальных платформ.

Эта систематика уточнена Г. А. Твалчрелидзе [31], который отметил, что вулканические пояса соответствуют не отдельным стадиям развития геосинклиналей, а двум различным направлениям геосинклинального развития: первичногеосинклинальному, в процессе которого происходит трансформация океанической коры в континентальную, и вторичногеосинклинальному, который знаменуется заложением геосинклинальных прогибов на сиалической коре. Процессы регенерации геосинклиналей сопровождаются извержением не базальтовой, а андезитовой, дацитовой и риолитовой магмы. В пределах горст-антиклинорий располагаются массивы габбро-монзонит-гранодиоритовой формации.

Металлогения прогибов и поднятий резко различна. В первых преобладают колчеданные и барит-полиметаллические месторождения, а во вторых — медно-порфировые. Аналоги вторичногеосинклинальных вулканических поясов — вероятно, современные островные дуги, сопровождающиеся глубоководными желобами. Вторичногеосинклинальные пояса имеют свои континентальные аналоги, один из них — неогеновый Андийский вулканический пояс. К особому типу развития вулканических поясов Г. А. Твалчрелидзе относит «вулканические пояса областей тектоно-магматической активизации». По существу этой группе континентальных вулканических поясов и посвящена настоящая работа.

Дискуссионным остается вопрос о связи орогенных вулканических поясов с геосинклинальным процессом. Этот вопрос решается авторами на основе общего отношения к эпигеосинклинальному орогенезу. По нашему мнению, орогенные вулканические пояса развиваются как в условиях эпигеосинклинальных орогенов, так и в обстановке тектоно-магматической активизации ранее консолидированных областей. Общей особенностью тех и других является их образование в орогенных условиях. В связи с этим кратко рассмотрим современные представления о режимах эпигеосинклинального и эпиплатформенного орогенеза.

Так называемый эпигеосинклинальный орогенез, по-видимому, автономен по отношению к геосинклинальному процессу. В. В. Белоусов (1975 г.) считает «орогенный режим самостоятельным, который хотя и следует за геосинклинальным, но непосредственно из

него не вытекает». Близкие идеи разделяют В. Е. Хаин (1973 г.), Ю. Г. Леонов [17] и др. Процессы послеплатформенной тектономагматической активизации по существу проявляются в форме орогенеза (орогенная активизация). Такими орогенами являются и складчато-глыбовые области. Орогенные процессы определенной степени автономны, с ними связаны сходные типы формаций и характерные структуры. Они не уступают геосинклинальным процессам по энергии и масштабам, но отличаются от них преобладанием поднятий. Поэтому можно сделать вывод о единой природе и самостоятельности орогенных процессов. Этот вывод подтверждает то, что геосинклинальное развитие не всегда завершается орогенезом, а если такая связь есть, то между окончанием первого процесса и началом второго устанавливается стадия «спокойного» развития. Орогенезом бывают охвачены одновременно области гетерогенного строения, включающие части платформ, срединные массивы, складчатые зоны и др., где формируются похожие формации.

Вулканические области, связанные с орогенными поясами, имеют много общего в своем строении. Однако они существенно отличаются от вулканических поясов древних платформ или областей материковых траппов, расположенных на тыловых платформах орогенов, которые с фронтальной части ограничены краевыми прогибами (Г. Ф. Макаренко, 1978 г.). Траппы формируются в условиях перикратонных погружений и только впоследствии вовлекаются в поднятия. Условия образования траппов и состав вулканических продуктов отличаются от орогенных вулканических поясов и в большей мере сопоставимы с базальтовыми провинциями в ложе океанов.

Для орогенных вулканических поясов континентов характерны образования порфировой формации, сформировавшиеся в условиях растяжения и повышенной проницаемости земной коры. Характерная особенность глубинного строения неоген-четвертичных областей орогенного вулканизма — наличие под ними аномально разогретой низкоскоростной мантии. По-видимому, сочетание этих условий определяло также развитие вулканизма и в геологическом прошлом.

Орогенные вулканические пояса разнообразны по строению. Так, Н. А. Шило и др. (1974 г.) выделяют три типа орогенных вулканических поясов: 1) протоорогенные, возникающие на ранней стадии эпигеосинклинального орогенеза; 2) дейтероорогенные, связанные с процессами активизации, и 3) краевые пояса, имеющие наложенный характер и прослеживающиеся вдоль окраин материков.

При анализе палеогеодинамических обстановок фанерозоя, сопутствующих проявлению орогенного вулканизма, на наш взгляд, возможно использование актуалистического подхода. Последний широко применяется сторонниками новой глобальной тектоники [9]. Наблюдаемая связь современных вулканических поясов с сейсмофокальными зонами широко используется при палеорекострукциях. Характерно резкое изменение морфологии вулканических по-

ясов в местах выклинивания глубоководных желобов. Так, Андийский вулканический пояс прослеживается на мощной коре континентального типа в виде узких линейных полос параллельно глубоководному Перуано-Чилийскому желобу вдоль окраины Южно-Американского континента и далее в Центральную Америку (параллельно Центрально-Американскому желобу). Последний исчезает при подходе к широтному трансформному разлому Кларнон. На континенте ему соответствует поперечный плиоцен-четвертичный вулканический пояс Мексики. К северу от зоны Кларнона расположен олигоцен-миоценовый вулканический пояс Западной Сьерра-Мадре. Последний имеет совершенно другую морфологию — это широкий пояс, структурно связанный с цепью крупных сводовых поднятий. Эти поднятия, в свою очередь, располагаются вдоль тектонической флексуры. Подобные флексуры, или структурные ступени, как это будет показано на примерах краевых вулканических поясов Восточной Азии, разграничивают глыбы с континентальным и переходным типами коры и являются главным структурным элементом, контролирующим вулканические пояса.

Узколинейная форма свойственна не только Андийскому вулканическому поясу, но и островодужным поясам, которые располагаются на коре переходного типа и сопряжены с глубоководными желобами и сейсмофокальными зонами. Пояса этого типа Г. А. Твалчредидзе относит к вторичногеосинклинальным [31].

Нами выделены пять структурно-морфологических типов континентальных вулканических поясов и областей: 1) линейные пояса, тяготеющие к сейсмофокальным поверхностям; 2) широкие пояса ступенчатого характера, приуроченные к крупным флексурам близ окраин континентов; 3) рифтогенные пояса, связанные со сводами; 4) сводообразные вулканические щиты и 5) вулканические пояса сквозных валов.

К первому типу относится Андийский пояс, ко второму — окраинноматериковые вулканические пояса Восточной Азии, где наземные вулканы в континентальной части флексуры сменяются синхронными морскими осадочными отложениями шельфа. Третий структурно-морфологический тип вулканических поясов — это неоген-четвертичные вулканы Восточно-Африканского свода, контролирующиеся его осевыми и периферическими грабенами. В этих условиях вулканизм преимущественно базальтоидного характера. Однако к этому же типу вулканических областей относится и позднемезозойская вулканическая область Восточного Забайкалья, где вулканы представлены порфировой формацией. Вытянутые вулканические пояса здесь тяготеют к гребенообразным впадинам, расположенным по периферии и в осевых частях сводов.

Кроме вулканических поясов выделяются особые структурно-морфологические разновидности вулканических областей — сводообразные вулканические щиты (В. Е. Хаин, 1973 г.). Вулканы этих структур покрывают всю поверхность сводов. Вулканические извержения происходили здесь обычно из кальдер, расположенных во внутренней части сводов и в грабенах у их периферии. Приме-

рами сводообразных вулканических щитов могут служить Армянское неогеновое вулканическое нагорье и Чаткало-Курминский позднепалеозойский вулканогенный свод.

Особый структурно-морфологический тип орогенных вулканических областей образуют системы разобщенных вулканических ареалов, расположенных в едином поперечном валообразном поднятии. Примером может служить сквозное субмеридиональное Транскавказское поднятие, в пределах которого располагаются Пятигорский, Эльбрусский и другие ареалы неогеновых вулканитов.

Современные представления о геодинамических обстановках формирования континентальных вулканических областей, а также методы их изучения отличаются от существовавших ранее. Л. П. Зоненшайном, М. И. Кузьминым и В. М. Моралевым [9] предложена методика изучения геодинамических обстановок, опирающаяся на модели новой глобальной тектоники. Эта методика основана на трех основных положениях. Первое — выявление латерального ряда геологических формаций. Латеральные ряды, по мнению указанных авторов, позволяют анализировать связи тектонических обстановок в различных смежных зонах и событий, происходящих одновременно. Второе — привлечение актуалистического метода с целью сравнения современных тектонических активных зон с их аналогами в геологическом прошлом. Особое значение придается выделению геологических формаций, отличающихся по вещественному составу, что позволяет использовать их в совокупности с другими признаками как индикаторы геодинамических обстановок. При этом в качестве ведущих по петрохимическому составу и геохимическим особенностям выделяются толеитовая известково-щелочная, щелочно-базальтовая и щелочная серии вулканитов. О глубине отторжения магм можно судить по изотопным характеристикам и особенно отношению $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Такой подход к анализу геодинамических обстановок позволяет выявить латеральную металлогеническую зональность вулканических областей. В качестве структурной основы для металлогенических обобщений могут использоваться палеотектонические реконструкции. При этом обращается внимание на закономерности пространственного размещения разновозрастных магматических комплексов и связанных с ними месторождений [9].

Подобный принцип широко использован и авторами настоящей работы при изучении металлогении орогенных областей [19]. Рассмотренные методические основы анализа геодинамических обстановок могут быть использованы и при изучении орогенных вулканических областей. Однако они нуждаются в серьезных коррективах. Несомненно, правильный акцент на изучение латеральной зональности в размещении геологических формаций в таких областях следует дополнить анализом вертикальных движений по мощностям и фациям вулканических толщ.

Мы полагаем, что геодинамическими причинами образования крупнейших из таких структур являются мантийные диапиры —

области аномальной (разогретой и низкоскоростной) мантии, над которыми возникают пологие поднятия коры. Этот тип геодинамических обстановок превалирует при образовании орогенных вулканических поясов.

Использование анализа геологических аномалий позволило выявить сквозные поперечные структуры [35, 8], которые играют не только важную роль в локализации крупных рудных объектов, но в ряде случаев определяют расположение узлов высокой вулканической активности.

Для объяснения глубинных процессов, происходящих в активных окраинах плит, в настоящее время применяется модель субдукции. При таком подходе внимание сосредоточено только на активных окраинах плит, хотя несомненно важную роль в распределении зон эндогенной активности играют и элементы внутриплитовой тектоники. Приоритет в истолковании положения таких зон скорее принадлежит моделям «мантийных диапиров» и «горячих точек». Рассмотренные ниже на конкретных примерах тектонические условия образования вулканических поясов различного типа базируются именно на этих моделях.

ОКРАИННОМАТЕРИКОВЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОЯСА

Вулканические пояса этого типа широко распространены в областях тихоокеанских окраин. Они тяготеют к границе между континентальной корой и корой субокеанического типа и сопровождаются гравитационной ступенью со стороны шельфа (В. А. Андреев, 1966 г.). Широкие пояса (100—150 км) этого типа сложены андезит-риолитовыми комплексами вулканитов известково-щелочной серии, которые прорваны гранитоидными интрузивами. Их форма определяется влиянием как линейных дислокаций основного (продольного), так и поперечного направлений. В результате этого окраинноматериковые пояса часто имеют ступенчатую форму.

Наиболее общая особенность окраинноматериковых подвижных зон Восточной Азии, включающих вулканические пояса, — их асимметричное строение и продольная зональность. Выделяются фронтальная зона, охватывающая область шельфа прилегающих окраинных морей, центральная зона вулканического пояса и тыловая (или перивулканическая) зона, где наиболее распространены интрузивные тела, близкие по составу и возрасту к игнимбритам пояса [37]. В тыловых зонах некоторых из них располагаются молассовые прогибы. Шельфовая зона местами бывает отделена от центральной вулканической поясом поднятий. Собственно вулканический пояс входит в качестве одной из зон в состав сложного окраинноматерикового орогенного пояса.

Чтобы показать особенность строения таких подвижных поясов и определить место вулканической зоны в их пределах, ниже кратко рассматривается строение Восточно-Сихотэалинского окраинноматерикового пояса.

Проведенные в последние годы исследования дна Охотского, Японского и других морей этого пояса позволили с помощью геофизических методов, а также подводного бурения получить новые данные о строении шельфовой области. Соотношение структур шельфовой области и центральной зоны имеет принципиальное значение для создания геодинамической модели его образования. Поэтому ниже на примере Восточно-Сихотэалинского пояса рассмотрено строение пограничной полосы, расположенной между континентальными вулканитами и толщами фронтальной зоны шельфа.

Анализ показывает, что заложение вулканического пояса произошло здесь в сеноман-туроне и его развитие продолжалось вплоть до миоцена включительно. В строении разреза вулканических толщ пояса проявлено закономерное чередование покровов среднего и кислого состава, что отвечает циклическому характеру вулканической деятельности. При этом каждому циклу соответствует своя вспышка интрузивной деятельности (И. Н. Томсон, 1956 г.). Интрузивы, имеющие широкое распространение среди полей вулканитов, рассматриваются как комагматичные им тела.

Континентальные вулканиты пояса срезаются береговой линией Японского моря и погружаются в область шельфа. Последняя в Японском море имеет ширину до 40—60 км и ограничивается глубоководной впадиной. Геофизические данные свидетельствуют о тектоническом характере этой границы. На отдельных участках (например, между заливами Ольги и Рында) вулканиты распространяются до внешнего края шельфа, однако приморские гранитоиды прослеживаются в области шельфа лишь на 10 км (Основные черты ..., 1978 г.). В других же участках (между заливами Владимира и Рында) вулканиты прослеживаются только в прибрежной части шельфа. Здесь проявлено латеральное (в сторону моря) замещение эффузивов осадочными породами. Установлено, что третичные континентальные отложения, известные в пределах пояса, замещаются морскими осадками на шельфе. Под третичными толщами здесь, вероятно, залегают меловые, которые синхронны континентальным вулканитам.

Это подтверждается сопоставлением разрезов мела — кайнозоя Сихотэ-Алиня и о. Сахалин, разделенных сравнительно узким Татарским проливом. На островах Сахалин и Хоккайдо синхронные вулканитам пояса толщи представлены преимущественно морскими осадочными фациями с горизонтами туфов. Эти накопления обнаруживают груборитмичное строение, сопоставимое с циклами вулканизма Приморья. Морские мел-кайнозойские отложения, распространенные на дне Татарского пролива, замещаются близ побережья континентальными толщами (Е. Н. Меланхолина, 1975 г.). По данным сейсмического зондирования осадочно-вулканогенный комплекс верхнемеловых — четвертичных морских отложений здесь залегает субгоризонтально, его мощность 2000—8000 м (А. В. Журавлев, 1975 г.).

Центральная котловина южной части Японского моря отделена от области шельфа желобообразным прогибом. Котловина местами лишена «гранитного» слоя и представляет собой блок с субокеанической земной корой, мощность «базальтового» слоя которой здесь на 15 км меньше, чем на континенте. В меловое и более позднее время зона шельфа была областью морской седиментации, тогда как центральная котловина — бассейном кайнозойской морской седиментации. Намечается резкий фациальный переход от континентальных вулканитов Восточно-Сихотэалинского пояса (центральной зоны) к синхронным морским отложениям шельфа — фронтальной зоны. В центральной зоне и шельфе известны крупные разломы — Центральный и Восточно-Приморский, которые сопровождаются диагонально-лестничной системой соединительных разрывов, образующей протяженный левый сдвиг.

Особенности структуры пограничной полосы между центральной и фронтальной зонами пояса позволяют характеризовать ее как крупную флексуру, проявившуюся в рельефе начиная с мела. Вдоль этой флексуры сочленились континентальный и субокеанический блоки земной коры. Контрастная фациальная зональность в полосе флексуры свидетельствует, на наш взгляд, о существовании фронтальной зоны сжатия и погружений (шельф) и центральной зоны растяжения и поднятий, где интенсивно проявлен вулканизм.

Строение флексур, характерных для зон тектонического сочленения блоков коры, отличающихся историей развития, рассмотрено ранее П. Е. Оффманом и Э. А. Буш (1977 г.) на примере Приуралья. Этими исследователями установлена дисгармония между относительно спокойной глубинной тектоникой флексурной зоны и весьма сложным приповерхностным ее строением. Было показано, что сложные тектонические элементы возникают в обстановке сжатия на опущенных крыльях флексур благодаря гравитационному сползанию, вызывающему запрокидывание слоев. Иной характер дислокаций установлен над приподнятым крылом флексуры. Здесь возникают валы и купола, осложненные вторичными мульдами и грабенами, свидетельствующими об обстановке растяжения. Условия растяжения, по-видимому, возникали в результате проседания нижней ступени флексуры.

Многие из подобных особенностей устанавливаются и в полосе флексур, ограничивающих окраинноматериковые вулканические пояса. На примере Восточно-Сихотэалинского пояса видно, что в центральной вулканической зоне (соответствующей верхней ступени флексуры) развита цепь сводовых поднятий. Последние, в свою очередь, осложнены многочисленными очаговыми структурами (Г. М. Фремд, 1972 г.). Изометричные гравитационные минимумы совпадают со сводами, которые, вероятно, возникли благодаря воздействию разуплотненного вещества мантийных диапиров. На это указывают геофизические данные (Ю. А. Косыгин и др., 1979 г.). На участках гравитационных минимумов мощность зем-

ной коры, как правило, не изменяется, но резко понижаются скорости сейсмических волн в верхней мантии.

На переходе к фронтальной шельфовой зоне отмечаются дугообразные дислокации (открытые в сторону моря), которые ограничивали области прибрежных проседаний. В тыловой (перивулканической) зоне, удаленной от приподнятого края флексуры, прочность коры была меньше, что привело здесь к преимущественному образованию поясов даек и интрузивных тел. По нашему мнению, флексурная модель строения земной коры этих окраинноматериковых поясов объясняет позицию и внутреннее строение рассматриваемых вулканических полей. Возможно, что положение флексуры и сопряженных с ней тектонических разрывов было унаследовано от предшествующего (геосинклинального) этапа развития коры.

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОЯСА ОСТРОВОДУЖНОГО И АНДИЙСКОГО ТИПОВ

Широко распространенные в области окраинных морей Тихоокеанского бассейна вулканические пояса островодужного типа отличаются от окраинноматериковых по своей позиции. Они располагаются на границе коры переходного и океанического типов, имеют форму узких линейных, часто дугообразных поясов. Большинство вулканических дуг обращено выпуклостью на восток. В этом же направлении происходит последовательное смещение магматической деятельности. При этом если в западной части Тихоокеанского бассейна дуги смещены в сторону океана, то в его восточной части они накладываются на континент (Андийский пояс). В этом случае положения вулканических поясов контролируются очертаниями континента. Карибская же дуга сохраняет выпуклость в восточном направлении.

Природа островодужных поясов рассматривается по-разному. Различные исследователи относят их к геосинклинальным или орогенным поясам. Развитые здесь вулканические комплексы относятся к известково-щелочной серии, и, конечно, не могут рассматриваться как первичногеосинклинальные. Они отличаются от последних также морфологией (узкие зоны), фациальным совмещением вулканитов с орогенными и флишоидной формациями. Металлогенические особенности островных дуг также резко отличаются от геосинклинальных. Профилирующие типы минерализации — медно-порфиновый и золото-серебряный.

Поскольку настоящая работа посвящена континентальным вулканическим поясам орогенного типа, особенности строения островных дуг мы рассмотрим кратко в порядке сравнения с поясами андийского типа, характерными для континентальных окраин. Островным дугам свойственна четкая поперечная зональность со сменой от фронтальной к тыловой зонам следующих элементов: глубоководного желоба, осадочной террасы, вулканической островной дуги и окраинного моря [9]. Глубоководные желобы покрыты не-

деформированным чехлом осадков. Положение желобов соответствует выходу на поверхность сейсмофокальных зон, погружающихся под вулканические дуги и сопровождающихся отрицательными гравитационными и тепловыми аномалиями. Между желобом и вулканической дугой располагается осадочная терраса шириной 150—200 км, находящаяся в шельфовой зоне. В прилегающей к желобу части террасы выступает система невулканических островов. В пределах осадочной террасы накапливается мощная (8—10 км) толща флишеидных отложений с прослоями туфов. Последние деформированы подводно-оползновыми дислокациями.

Вулканические пояса в системах островных дуг занимают лишь сравнительно узкие островные зоны. Они сложены субаэральными вулканитами преимущественно андезитового состава, имеющими зональность в поперечном направлении от толентовых пород фронтальной зоны через высокоглиноземистые базальты и известково-щелочные породы к щелочно-оливиновым базальтам тыловой зоны [9]. Вулканическим поясам соответствуют слабо проявленные положительные гравитационные аномалии и повышенные тепловые потоки. Под ними располагаются выступы аномальной мантии, а кора имеет повышенную мощность — 20 км и более (О. А. Федотов, 1966 г.). Сейсмофокальные поверхности имеют в среднем наклон 45° , но на глубине 150 км их падение становится более крутым. Тыловая зона островных дуг — окраинные моря, представляющие собой глубоководные котловины. В их пределах располагается вулканическая дуга, сложенная сравнительно кислыми вулканитами.

Многие сходные с островными дугами черты строения, а возможно, и происхождения обнаруживает Андийский пояс. Во фронтальной части здесь расположен Перуано-Чилийский глубоководный желоб, затем следует осадочная терраса мощностью 10 км. Далее уже на континенте расположены две высокогорные вулканические цепи, разделенные грабеном Альтиплано. В тыловой зоне находится краевой прогиб. Для глубинного строения андийской окраины характерна высокая мощность земной коры (до 70 км) под хребтами Анд с резким ее сокращением в сторону желоба и краевого прогиба. Очаги землетрясений здесь группируются в пределах зоны, которая наклонена в сторону Анд под углом 30° .

С позиций глобальной тектоники Андийский пояс рассматривается как зона Беньофа; при объяснении геодинамики развития этой системы привлекаются идеи субдукции.

Геофизические и геологические материалы последних лет позволили Г. М. Власову [7] выдвинуть новую гипотезу, объясняющую зональное строение систем островных дуг последовательным выполаживанием зон Беньофа в их верхней части (до глубины 150—300 км). При этом предполагается образование зон Беньофа из обычных сбросов небольшой глубины, которые впоследствии превращаются в надвиги.

В процессе развития подвижных зон этого типа обычно чередуются циклы преимущественного сжатия и растяжения земной

коры. С началом нового тектонического цикла в условиях растяжения происходит выполаживание зон Беньюфа, которые располагаются на границе новообразованных континентальной и океанической кор. Сравнивая позицию современных континентальных прогибов с палеопрогибами (осадочные террасы), можно сделать вывод о их миграции в сторону океанов. На раннем этапе развития островных дуг глубоководный прогиб непосредственно прилегал к вулканической дуге, и разница в гипсометрических уровнях двух соседних зон составляла тысячи метров, о чем свидетельствует большая мощность осадочной террасы. В переходной зоне происходило резкое фациальное замещение терригенных толщ (осадочная терраса) вулканитами (зона кордильеры). Контрастный рельеф соответствовал флекуре. В приподнятой ступени флексуры господствовали условия растяжения и происходило грабенообразование (например, грабен Альтиплано). Именно такие условия определяли повышенную проницаемость этой зоны для вулканических продуктов и эндогенных растворов. Наоборот, в пределах опущенного крыла осадочной террасы наблюдаются оползневые гравитационные явления и надвигообразование, которые характерны для условий сжатия.

Таким образом, геодинамическая модель коровой флексуры удовлетворительно объясняет структурно-фациальную зональность подвижных поясов типа островных дуг и континентальных окраин андийского типа. Эти условия сходны с теми, которые существовали при формировании окраинноматериковых вулканических поясов. Однако в пределах последних флексуры коры связаны с системами мантийных диапиров, и поэтому вулканические пояса отличаются сложностью конфигурации.

СВОДОБРАЗНЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ШИТЫ

Вышерассмотренные две группы вулканических поясов тяготеют к границам коры океанического и переходного (или континентального) типов и имеют много общего в геодинамических обстоятельствах их формирования.

Внутриконтинентальные вулканические пояса возникают в собственно орогенную (послегеосинклиналиную) стадию развития континентальных областей, когда начинается горообразование и формируются сводовые поднятия. Эти явления сопровождаются континентальным вулканизмом: отлагаются осадки, принадлежащие к верхней молассовой и порфировой формациям. Как уже отмечалось выше, этот орогенез носит автономный характер. С ним связано образование особых областей, которые относятся к вулканическим щитам, накладывающимся на сводовые поднятия (В. Е. Ханн, 1973 г.). Осадки вулканических щитов несогласно перекрывают гетерогенное основание. На крыльях сводов обычно происходит сначала сопряжение, а затем фациальное замещение порфировой формации молассовой.

В эродированных сводообразных вулканических щитах, подобных Кураминскому, установлено, что вулканические извержения непосредственно связаны с кальдерными постройками и вулканическими грабенами. Последние локализуются близ подножия свода и вдоль его осевой линии. Кальдеры приурочены к крыльям сводов и группируются вдоль концентрических дислокаций. Эти вулкано-тектонические структуры занимали значительную часть свода, а продукты извержений в прошлом охватывали практически всю область свода. Интрузивные тела здесь играют подчиненную роль. Вулканыты представлены последовательно дифференцированными комплексами андезито-базальтов, дацито-липаритов и контрастных базальт-липаритовых толщ.

Рассматриваемый тип сводовых поднятий отличается от тех, где преобладал плутонический магматизм (например, Чаткальский свод, для которого характерна пространственная обособленность вулканических и плутонических продуктов). Территории сводообразных вулканических щитов отличались повышенной проницаемостью по всей площади и аномальным тепловым потоком. Для них, по-видимому, наиболее реальна геодинамическая модель «астеносферного диапира», растекающегося в основании литосферы.

СВОДОВО-РИФТОВЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ОБЛАСТИ

Рифтообразование и вулканизм часто сопровождают развитие сводов. Е. Е. Милановский (1970 г.) выделил среди рифтовых зон их сводово-вулканический тип. По существу рифтовый режим представляет собой разновидность орогенного (В. И. Белоусов, 1975 г.). При этом он определяется отдельными исследователями как самостоятельный из-за того, что проявлен только в кайнозое в пределах эпиплатформенных орогенных поясов. Зоны рифтогенеза отличаются динамической обстановкой интенсивного растяжения, в них преобладает базальтовый вулканизм. Наряду с толеитами здесь известны щелочные базальты и даже лавы кислых пород.

В отличие от кайнозойских рифтов в позднемезозойской сводово-рифтовой области Восточного Забайкалья преобладал андезитовый и андезито-базальтовый вулканизм со сдвигом в сторону субщелочных калиевых пород. Здесь выделена система позднеюрских локальных сводов [32], в периферической зоне которых и располагаются вулканогенные впадины. Кроме вулканитов с забайкальскими сводами связаны также интрузивные и дайковые тела, пространственно обособленные от вулканических ареалов.

Для рифтовых областей характерны грабены, возникающие в обстановке растяжения. Последняя может быть связана с ростом сводовых поднятий. Подсчеты показывают, что размеры растяжения (порядка 10% ширины областей) значительно больше, чем те, которые могли бы быть связаны только с изгибанием поверхности свода. Так, для Рейнской области при общем растяжении

4,8 км расширение, связанное с изгибом свода, не могло превысить нескольких сотен метров. Можно предположить, что в рифтовых областях существуют дополнительные силы растяжения (В. И. Белоусов, 1975 г.), связанные с раздвижением плит. Однако величина такого раздвижения обычно не превышает первых десятков километров.

Для сводово-рифтовых областей характерны вертикально направленные усилия и условия растяжения. Подобные условия, вероятнее всего, возникали по геодинамической модели мантийных диапиров, расположенных в зоне раздвижения плит.

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ АРЕАЛЫ ПОПЕРЕЧНЫХ ВАЛОВ

Пояса, образованные изолированными вулканическими ареалами, не связанными с впадинами, составляют еще один тип орогенных вулканических поясов. Такие ареалы тяготеют к линейным валлообразным поднятиям, которые пересекают орогены, платформы и передовые прогибы. Примером может служить известное Транскавказское меридиональное поднятие, включающее Пятигорский, Эльбрусский и другие вулканические ареалы. Сквозная структура прослеживается здесь через различные тектонические элементы земной коры на большом расстоянии. Вспышки вулканической активности в ее пределах приурочены к местам пересечения орогенов.

3778 Аналогично образован, по-видимому, миоценовый вулканический пояс Югославии, который сложен относительно приподнятой цепью вулканоструктур. Наложенные валлообразные поднятия, по-видимому, образованы в связи с разуплотнением вещества в глубинных зонах Земли, на что обращал внимание И. А. Резанов [26], который отметил совпадение положения Транскавказского поднятия с зоной аномальной мантии.

Вышерассмотренные различные структурно-морфологические типы вулканических поясов имеют определенное положение, строение и состав продуктов извержений. Однако существуют и пояса переходных типов. Если их расположить в ряд по преобладающим элементам структуры, то может быть намечена следующая система. Структуры поясов андийского типа и островных дуг определяются крупными флексурами; окраинноматериковых поясов — флексурами и системой сводов в их тыловых частях; сводообразных вулканических щитов — отдельными сводами, которые в сочетании с рифтами контролируют процессы в сводово-рифтовых областях. И, наконец, поперечные валлообразные поднятия контролируют размещение ареальных вулканических поясов. Таким образом, внутрикоровые флексуры, своды, рифты и валы определяют положение и строение континентальных вулканических областей.

Возникновение и развитие вулканических поясов каждого из выделенных типов происходили в различных геодинамических условиях. Положение вулканических поясов островодужного и андийского типов совпадает с положением дугообразных коровых флексур, сопряженных с сейсмофокальными зонами. Приподнятым

ступеням таких флексур соответствуют линейные зоны активной дифференциации вещества мантии, ускоренного формирования континентальной коры, аномальных тепловых потоков и растяжения, которые способствовали повышенной проницаемости этих ступеней.

Окраинноматериковые вулканические пояса сопряжены с флексурами коры. Их отличает то, что приподнятые ступени флексур осложнены цепью изометричных мантийных диапиров, благодаря чему вулканические пояса в зонах приподнятых ступеней становятся широкими и более сложными по форме.

Условия формирования сводообразных вулканических щитов, отличающихся повышенной проницаемостью по всей площади, наиболее удовлетворительно объясняются моделью астеносферного диапира, растекающегося под подошвой литосферы.

В рифтовых областях повышенной проницаемостью отличались только грабенообразные впадины, располагающиеся по периферии и вдоль осей сводов. Условия растяжения здесь могли создаваться благодаря тенденции к раздвижению крупных плит, близ границ которых расположены вулканические области этого типа.

И наконец, вулканические ареалы поперечных валов возникали над линейными зонами аномальной мантии, где разуплотненное глубинное вещество создает валообразные поднятия.

Глава 2. СООТНОШЕНИЕ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ И ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ В ТИХООКЕАНСКОМ КОЛЬЦЕ

Рассматривая металлогеническую специфику вулканических поясов различного типа, необходимо остановиться прежде всего на представленных о поперечных сквозных металлогенических поясах, пересекающих вулканические области. Эти пояса относятся к специализированным металлогеническим зонам, содержащим разновозрастные месторождения металлов определенных групп. Впервые о сквозных специализированных поясах писал в 1920-х годах И. Спурр, который наметил «Великий серебряный канал Америки» общего северо-западного простирания и протяженностью в несколько тысяч километров. Идею И. Спурра в дальнейшем развивал П. Вагнер, который считал, что все платиновые месторождения Африки приурочены к поясу Олеуй протяженностью 500 км. Впоследствии В. Лендвер (1967 г.) в пределах Северо-Американского континента выделил и описал систему из семи рудных поясов северо-восточного простирания, которые дискордантно пересекают складчатые структуры мезозой. В их число входят рудные пояса Бисби-Моренси, Глоуб, Колорадо, отличающиеся размещением в них медно-порфировых месторождений. В 1967 г. Р. Шуилинг (1967 г.) описал двенадцать секущих оловянных поясов континентов, примыкающих к Атлантическому океану. Среди них он выделил Иберийский и Армориканский пояса северо-западного простирания, которые прослеживаются в Европе на значительные расстояния, пересекая разновозрастные складчатые сооружения. Из последних работ зарубежных ученых особенно интересны исследования А. К. Миккола (1977 г.), который выделил и описал сульфидный рудный пояс Финляндии, пересекающий всю страну и приуроченный к зоне разломов северо-западного простирания. Среди советских геологов идея о существовании сквозных систем разломов, пересекающих регионы с различным строением и влияющих на размещение минерализации, разрабатывалась В. И. Смирновым на примере сурьмяно-ртутного пояса Тянь-Шаня [29], затем Е. А. Радкевич и И. Н. Томсоном (1958 г.) на примере Приморского края, где ими была выделена система сквозных широтных зон скрытых разломов фундамента, контролирующая положение рудных районов и узлов. Эти выводы получили дальнейшее развитие в работах И. Н. Томсона и М. А. Фаворской (1968 г.), которыми была установлена рудоконцентрирующая роль такого рода структур, имеющих широтное (для Дальнего Востока СССР и Америки) и меридиональное (для Африки и Европы) простирания. Этими авторами специально подчеркивалось, что сквозные рудоконцентрирующие зоны не являются специализированными в отноше-

нии оруденения, они способствуют интенсификации рудного процесса в тех металлогенических зонах, которые они пересекают.

Секущие специализированные металлогенические зоны отражены на схеме металлогении Тихоокеанского рудного пояса, составленной Е. А. Радкевич в 1972 г., на которой помимо согласных со складчатостью выделены две секущие металлоносные зоны — золотая на западе Северной Америки и медная в восточной части Китая.

Учитывая закономерности в размещении минерализации на Евроазиатском, Американском и Африканском континентах, ученые были вынуждены выделять сквозные системы рудоконтролирующих разломов, дискордантно секущих разновозрастные складчатые системы. При этом в работах советских исследователей основное внимание акцентировалось на выяснении рудоконцентрирующей роли зон региональных сквозных разломов.

Анализ показывает, что существуют также сквозные нарушения, играющие совершенно иную металлогеническую роль. С ними совпадают широкие специализированные рудные пояса. Такое заключение было получено нами в результате изучения условий размещения разнотипной и разновозрастной минерализации на территории Востока СССР с привлечением материалов по некоторым зарубежным странам (США, Югославия). Полученные новые важные факты подтверждают сложившееся ранее представление о существовании планетарных специализированных рудных поясов. Для этих регионов характерно поясовое размещение кварцевой минерализации, содержащей благородные металлы, и силикатно-сульфидных месторождений. Протяженные пояса этих месторождений отчетливо коррелируются с глобальными системами разломов северо-западного и северо-восточного простираний.

Проведенные построения для Азиатского и Американского континентов показали, что такого рода специализированные рудные пояса, пересекая разновозрастные тектонические структуры, в том числе и вулканогены, определяют металлогенический профиль областей пересечения. При анализе металлогении вулканических поясов удается выделить их поперечные сегменты, особенности металлогении которых связаны с секущими специализированными рудными поясами. Для того чтобы обосновать выдвигаемое предположение, мы сначала обратимся к изложению фактического материала по металлогении глобальных систем разломов восточной части СССР и их соотношению с окраинноматериковыми вулканическими поясами (рис. 1). Как известно, на Северо-Востоке СССР выделяются два основных рудных пояса — Яно-Колымский и Анойско-Чукотский, которые объединяют все главные типы оруденения, определяющего металлогенический профиль региона. Положение первого из них до последнего времени рассматривалось на основании обрамления жесткой глыбы Колымского срединного массива складчатыми сооружениями мезозойского и связанным с ними поясом позднемезозойских интрузивных образований. При этом всегда отмечалась разнотипная металлогеническая специализация

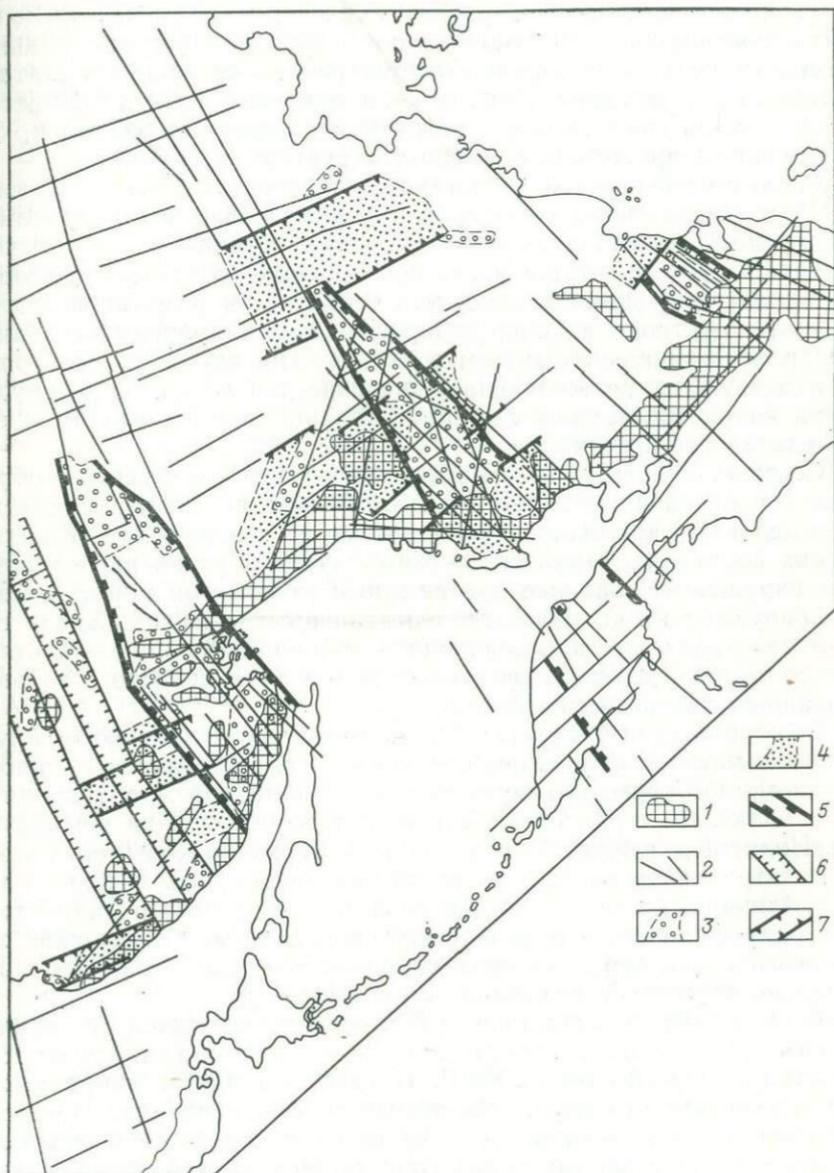


Рис. 1. Сквозные специализированные рудные пояса Востока СССР.

1 — мезозойские вулканические пояса и наложенные вулканические впадины; 2 — разломы, установленные по геологическим и геофизическим данным, по данным дешифрирования космических снимков; 3 — площади развития рудных формаций, содержащих благородные металлы; 4 — площади развития минерализации силикатно-сульфидных рудных формаций; 5 — границы рудных поясов с благородными металлами; 6 — границы предполагаемых поясов; 7 — границы силикатно-сульфидных рудных поясов

отдельных отрезков складчатых мезозоид. Так, указывалось, что для Индигиро-Колымского района характерно развитие оруденения, относящегося преимущественно к кварцевой группе рудных формаций, тогда как Верхне-Янскому району присуще силикатно-сульфидное оруденение. Локализация оруденения Верхне-Янского района всегда связывалась с развитием поперечных разломов, секущих вкрест простирания основные структуры мезозоид.

Анализ особенностей геологического строения Северо-Востока СССР и сопредельных районов с широким использованием мелко-масштабных космических снимков, интерпретации геофизических материалов и результатов ранее проведенных исследований позволяет с новых позиций рассмотреть особенности разломной тектоники этого региона и конкретизировать металлогеническое значение трансрегиональных систем разломов. Прежде всего необходимо отметить, что первостепенное значение для локализации оруденения кварцевой группы формаций играют системы разломов северо-западного простирания.

Северо-западные разломы в Верхояно-Колымском регионе образуют три крупнейшие параллельные системы, протягивающиеся на значительные расстояния с юго-востока на северо-запад. Каждая из них состоит из серии сближенных кулисообразно расположенных нарушений, наиболее протяженные из которых отчетливо дешифрируются на космических телевизионных снимках. Вдоль систем этих разломов прослеживается сейсмический пояс — в отличие от обычной позиции сейсмических зон Тихоокеанского кольца, связанных с островными дугами.

В совокупности разломы трех систем образуют единую мощную зону повышенной проницаемости, связанную с развитием крупного блока земной коры, вытянутого в северо-западном направлении и охватывающего территорию бассейнов верхних течений рек Колымы, Индигирки и Яны. В пределах этой Верхояно-Колымской зоны сконцентрирована подавляющая часть гранитоидных массивов, даек различного состава и минерализации кварцевого и силикатно-сульфидного типов. Внутреннее строение Верхояно-Колымской зоны повышенной проницаемости определяется существованием диагонально-лестничной разломной структуры.

Верхояно-Колымская зона разломов протягивается на значительные расстояния на северо-запад и юго-восток за пределы территории Северо-Востока СССР. В северо-западном направлении она пересекает структуры Верхоянского антиклинория, Предверхоянского и Лено-Анабарского краевых прогибов и Оленекского сводового поднятия, Быррангского и северо-западной части Хатангского прогибов и Северо-Таймырского антиклинория.

Северо-западное продолжение Верхояно-Колымской зоны разломов отчетливо прослеживается по геофизическим материалам, проинтерпретированным учеными Якутского филиала Сибирского отделения АН СССР К. Б. Мокшанцевым и др., морфоструктурным признакам, данным геологических съемок. В частности, К. Б. Мокшанцев и др. выявили в северо-восточной части Сибирской

платформы и на левобережье р. Яны разломы северо-западного простирания, которые располагаются на непосредственном продолжении Верхояно-Колымской зоны северо-западных разломов. Сюда же входит и Молодо-Анабарская зона разломов, которая имеет северо-западное простирание, протяженность 850 км и ширину 50—60 км (А. А. Межвилк, 1977 г.).

В юго-восточном направлении Верхояно-Колымская зона разломов, несколько расширяясь, находит свое продолжение на дне Охотского моря и на полуострове Камчатка. Здесь по результатам интерпретации геофизических материалов помимо разломов других направлений отчетливо выделяется система разрывных нарушений северо-западного простирания, которые закономерно располагаются на юго-восточном продолжении Верхояно-Колымской зоны.

Северо-западные разломы Камчатки контролируют цепи вулканов и оконтуривают на полуострове блок, контролирующий поле развития неогенового вулканизма. Разрывные нарушения северо-западного направления фиксируются и в структурах дна северной части Охотского моря и прибрежных районов Тихого океана. В первом случае они являются соединительным звеном Колымского и Камчатского фрагментов единой зоны разломов. Подтверждением вывода о единстве Колымо-Камчатской разломной структуры служит выделенный А. А. Борисовым и др. по геофизическим данным Колымо-Камчатский линеймент (1979 г.). Ранее Л. И. Красный (1964 г.) наметил единый разлом северо-западного простирания, который прослеживается в верховьях рек Индигирки и Колымы, структурах дна Охотского моря и на полуострове Камчатка. Предположение о существовании зоны разломов, протягивающейся в северо-западном направлении от Командорских островов до р. Оленек и далее, было высказано также Б. А. Натальным и Л. М. Парфеновым (1979 г.).

Приведенные данные позволяют со всей уверенностью говорить о существовании в северо-восточной части Азиатского материка глобальной северо-западной зоны разломов, протягивающейся от Таймыра до западной части Алеутских островов. Ширина этой зоны в материковой части 250 км, в районах Приохотья до 350 км и на Камчатке до 500 км. Протяженность зоны достигает 4000 км. Единый характер этой глобальной разломной структуры позволяет назвать ее Таймыро-Колымо-Камчатской.

Металлогеническое значение Таймыро-Колымо-Камчатской разломной структуры проявлено отчетливо. Она контролирует положение оруденения кварцеворудной группы формаций, образующего единый Верхояно-Колымский рудный пояс. Интерпретация площадного распространения такого оруденения в верхояно-колымской части Северо-Востока СССР показала следующее: а) все рудные проявления этого типа локализованы в пределах Верхояно-Колымского фрагмента Таймыро-Колымо-Камчатской разломной структуры; б) кварцеворудный пояс в плане имеет форму удлинненной трапеции; в) резкие юго-восточное и северо-западное ограничения рудного пояса происходят по системам северо-восточных разломов,

контролирующих специализированные пояса силикатно-сульфидного оруденения. Такой же системой северо-восточных разломов определяется пережим кварцеворудного пояса на Индигино-Колымском междуречье.

Таким образом, глобальная северо-западная Таймыро-Колымо-Камчатская разломная структура отчетливо выступает как структура, контролирующая на Северо-Востоке СССР положение рудного пояса, протяженность которого здесь 900 км. Юго-Восточный фрагмент структуры — Камчатский также контролирует положение широко развитой здесь рудной минерализации, содержащей благородные металлы. Это подчеркивает специализацию Таймыро-Колымо-Камчатской разломной структуры на оруденение, относящееся к этой группе формаций, и позволяет в порядке вопроса предположить существование единого Верхояно-Колымо-Камчатского специализированного рудного пояса.

Второй глобальной разломной структурой северо-западного простираения на Дальнем Востоке которая контролирует специализированный кварцеворудный пояс, является Котуй-Алдано-Нижнеамурская. Она протягивается параллельно предыдущей на 3000 км из бассейна р. Котуя (правого притока р. Хатанги) через верховья р. Алдана в бассейн нижнего течения р. Амура. В северо-западной части, в пределах Восточно-Сибирской платформы, в состав этой структуры входит серия сближенных протяженных разломов северо-западного простираения, выделяемых А. А. Межвилком в качестве Котуй-Вилюйской зоны разломов (1977 г.). А. А. Межвилк указывает, что по этой зоне проходит граница Анабарской антеклизы и Тунгусской синеклизы и происходит уменьшение мощности палеозойских отложений. В ее пределах также широко развиты разновозрастные интрузивы основного состава и подводящие каналы эффузивов пермо-триасового возраста.

Юго-восточнее, в пределах Вилюйской синеклизы и Алданского выступа Сибирской платформы, в Котуй-Алдано-Нижнеамурскую разломную структуру входит серия северо-западных разломов, выделенных К. Б. Мокшанцевым и другими, такие, как Чебдинский, Марский, Усть-Учурский, Нимнырский и др. Юго-Восточный фрагмент Котуй-Алдано-Нижнеамурской разломной структуры включает систему разломов северо-западного простираения, закартированных в бассейнах нижних течений рек Амура и Уды, а также серию нарушений, выделенных А. П. Кулаковым (1977 г.) при дешифрировании космических снимков. Последние уходят в пределы о. Сахалин. К этой же группе относятся Удско-Сахалинский и Солах-Тумнинский глубинные разломы, выделенные В. Н. Белогубом и др. (1971 г.). Последний представляет собой юго-западную границу Нижнеамурского фрагмента разломной структуры и играет существенную роль в размещении здесь оруденения.

Таким образом, в целом Котуй-Алдано-Нижнеамурская разломная структура на всем своем протяжении трассируется системами сближенных протяженных, часто долгоживущих разломов северо-западного простираения. Ширина структуры в северо-запад-

ной части 250 км, в верховьях р. Алдана она увеличивается до 300—350 км, а в низовьях р. Амура до 400—450 км.

Металлогеническое значение Котуй-Алдано-Нижнеамурской разломной структуры отчетливо проявлено в ее юго-восточной половине между верховьями р. Алдана и побережьем Татарского пролива. На этом отрезке разломная структура контролирует положение золоторудных зон, которые в совокупности вытягиваются в единый Алдано-Нижнеамурский металлогенический рудный пояс. В северо-западной части этого пояса расположены месторождения Алдано-Учурского рудного района, площадь которого в плане имеет трапецевидную форму. Юго-восточная часть рудного пояса включает площадь развития минерализации, располагающуюся между низовьями р. Уды и Татарским проливом. Существование здесь северо-западной рудной зоны, поперечной к общему северо-восточному простиранию мезозойских складчатых структур, подтверждается металлогеническими построениями М. В. Чеботарева и С. Ф. Усенко (1973 г.). Резкая юго-западная граница зоны располагается здесь параллельно системе северо-западных разломов, выделенных А. П. Кулаковым, и совпадает с Солах-Тумнинским глубинным разломом. По этому разлому резко прерываются и северо-восточные зоны оловянного силикатно-сульфидного оруденения, протягивающиеся в бассейне нижнего течения р. Амура (Хингано-Мяо-Чанская и др.).

Обращает на себя внимание подобие Алдано-Нижнеамурского и Верхояно-Колымского рудных поясов. Во-первых, они параллельны друг другу, что определяется рудоконтролирующей ролью двух параллельных северо-западных разломных структур; во-вторых, они имеют сходную в общих чертах конфигурацию в плане; в третьих, и в том, и в другом случаях единые рудные пояса с золотой минерализацией испытывают пережимы при пересечении их поясом сульфидного оруденения. Таким образом, пример взаимосвязи систем разломов северо-западного простирания и двух на Востоке СССР рудных поясов с минерализацией благородных металлов позволяет говорить о рудоконтролирующем значении этих разломных структур. Последние, пересекая тектонически различные области, определяют развитие в их пределах оруденения, которое присуще этим рудным поясам.

В качестве примера может служить Восточно-Сихотэалинский вулканический пояс. Металлогенические особенности его весьма различны для северной и южной частей. Ведущая роль золоторудной минерализации в его северной части связана с тем, что именно здесь вулканический пояс пересекается Алдано-Нижнеамурской системой сквозных разломов, специализированных на этот тип минерализации. Преобладание силикатно-сульфидных типов оруденения при оловянной специализации характерно для южной части вулканического пояса. Оно здесь контролируется системой сквозных разломов северо-восточного простирания.

На Востоке СССР помимо Верхояно-Колымского и Алдано-Нижнеамурского рудных поясов намечается ряд меньших по мас-

штабам аналогичных рудных поясов, связанных с системами разломов северо-западного простирания. Один из них — Анюйский рудный пояс, который приурочен к серии сближенных протяженных северо-западных разломов — Раучуанскому, Кэпэрвевискому, Нептнейскому, Мало-Анюйскому и др. Эта разломная структура может быть названа Анюйско-Анадырской. Она параллельна Таймыро-Кольмо-Камчатской и прослеживается на континенте на 1100 км при ширине в бассейнах рек Большой и Малый Анюй до 200 км. Если же принять за продолжение Анюйско-Анадырской разломной структуры прямолинейную границу шельфа Берингова моря, то общая протяженность единой системы разломов 2500 км. Металлогеническое значение Анюйско-Анадырской разломной структуры в настоящее время проявлено лишь в северо-западном фрагменте, где она контролирует положение золоторудных и россыпных зон, имеющих то же, северо-западное простирание.

Севернее Анюйско-Анадырской структуры можно выделить еще одну рудоконтролирующую разломную структуру северо-западного простирания — Чаун-Чукотскую.

Два специализированных северо-западных рудных пояса меньших масштабов намечаются на Дальнем Востоке и в Приморском крае. Один из них — Нюкжа-Самаргинский протягивается на 1500 км в северо-западном направлении от побережья Японского моря, в районе рек Нахтахе, Единка и Самарга, через бассейн среднего течения р. Зеи в бассейн верхнего течения р. Олекмы. Ширина этого пояса до 100 км. Характерно резкое выклинивание северо-восточных силикатно-сульфидных зон, развитых в Приамурье, при сочленении с Нюкжа-Самаргинским поясом. Влияние последнего сказывается и на расчленении северо-восточной Хингано-Мяо-Чанской оловоносной силикатно-сульфидной зоны на два фрагмента — Хинганский и Баджало-Мяо-Чанский. Второй намечившийся золоторудный пояс того же порядка — Хингано-Приморский, который объединяет кварцеворудную и россыпную минерализацию бассейна р. Большой Уссурки, района хребта Малый Хинган и долины р. Амура. Протяженность пояса около 1000 км при ширине, как и предыдущая, 100 км. Характерно аналогичное поведение силикатно-сульфидных зон, которые резко прерываются при подходе и к этому поясу.

Золоторудные пояса Востока СССР не являются специфическими и присущими только этой части Азиатского материка. Для подтверждения правомерности выделения специализированных протяженных рудных поясов приведем результаты проведенного нами аналогичного анализа распределения разнотипной и разновозрастной минерализации для Северо-Американского континента.

Ранее мы упоминали о северо-восточных рудных поясах Северной Америки, секущих разновозрастные складчатые системы, которые были выделены В. Лендвером (1967 г.). Для территории Северной Америки характерны зоны разломов северо-западного и северо-восточного простираний. При этом часть из разломов северо-восточного простирания совпадает по площади с рудными поясами

В. Лендвера. Особенно отчетливо это проявлено для сближенных рудных поясов Колорадо, Бисби-Моренси и Глоуб. Такое совпадение оказалось не случайным. Исследования Л. Варнера (1978 г.) показали, что линеамент Колорадо представляет собой протяженную и длительно развивающуюся разломную структуру докембрийского заложения, разделявшую области с различным временем

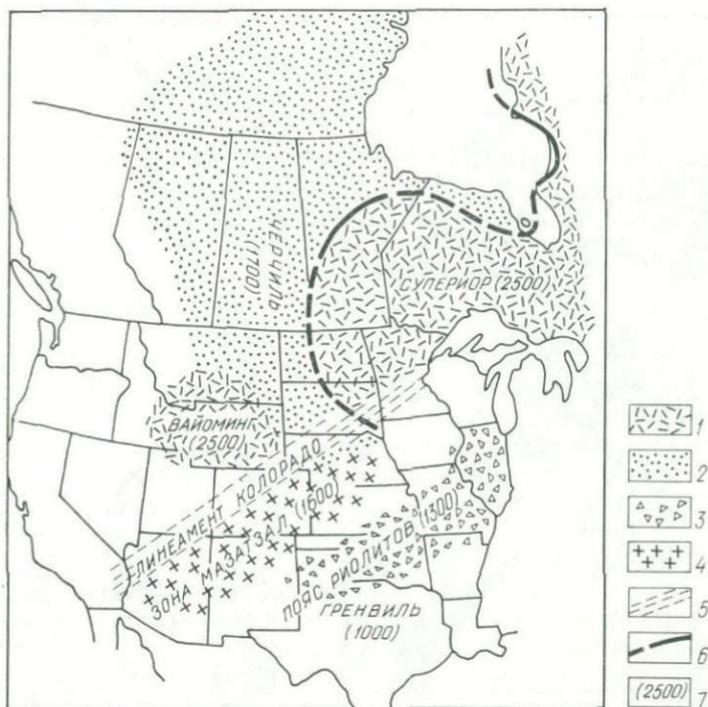


Рис. 2. Положение линеамента Колорадо в фундаменте Северо-Американской платформы (по С. Датчу, 1979 г.).

1—2— докембрийские провинции: 1—Супериор и Вайоминг, 2—Черчилль; 3—пояс риолитов; 4—зона Мазатзал; 5—линеамент Колорадо; 6—граница между провинциями Супериор и Черчилль; 7—абсолютный возраст пород (в млн. лет)

них консолидации (рис. 2). Линеамент Колорадо, по оценке С. Датча (1979 г.), имеет ширину 160 км и протягивается с юго-востока на северо-запад из района Большого Каньона до штата Миннесота на 2700 км. Л. Варнер установил, что линеамент Колорадо представляет собой систему сближенных протяженных разломов северо-восточного простирания.

Опираясь на эти данные и используя материалы Дж. Нобла (1970 г.), обобщившего сведения по рудным месторождениям Северной Америки, мы провели интерпретацию размещения медной и золотой минерализации на этой территории (рис. 3). Оказалось, что с зоной, прилегающей к линеamentу Колорадо с юго-востока,

связан протяженный и широкий северо-восточный пояс медного оруденения. Он включает в себя рудные пояса Колорадо, Глоуб и Бисби-Моренси, выделенные В. Лендвером, и объединяет медно-порфировые месторождения юго-запада Соединенных Штатов Америки и севера Мексики, а также медно-никелевые и медно-порфи-ровые месторождения Канады (Садбери и др.) и северо-запада

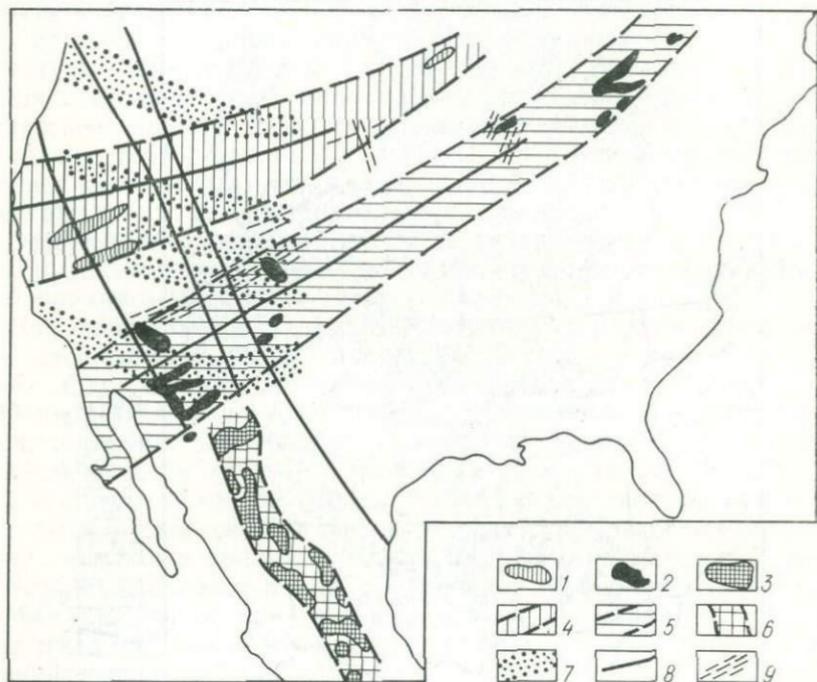


Рис. 3. Поперечные металлогенические пояса Северной Америки.

1 — золоторудные районы; 2 — медно-порфировые и медно-никелевые районы; 3 — серебряно-свинцово-цинковые районы; 4 — золотоносный пояс; 5 — медный пояс; 6 — серебряно-свинцово-цинковый пояс; 7 — зоны широтных рудоконцентрирующих разломов; 8 — крупнейшие линейменты; 9 — линеймент Колорадо

США (Коппер-Ридж, Уайт-Пайн и др.). Обращает на себя внимание тот факт, что рудные зоны, выделенные Дж. Ноблом, также имеют северо-восточное простирание, соответствующее простиранию линеймента Колорадо. Таким образом, в данном случае мы несомненно имеем дело со специализированным рудным поясом, контролируемым линейментом Колорадо. Протяженность этого специализированного медного пояса Северной Америки 4500 км при ширине в юго-западной части 600 км и в северо-восточной — 300 км. Пояс сечет складчатые структуры мезозойд, Северо-Американскую платформу и Канадский щит и объединяет разновозрастные и разнотипные медные месторождения, распространенные в этих тектонически разнородных регионах.

На юго-западе система сквозных дислокаций пересекает кайнозойские вулканические пояса Мексики и США и полуостров Калифорния. Резко контрастна металлогеническая специализация той части кайнозойского орогена (включая и вулканический пояс Мексики), где ее пересекает сквозная разломная структура. Если к югу от последней отчетливо прослеживаются такие металлогенические зоны северо-северо-западного направления, как серебряно-полиметаллическая, золото-серебряная, оловорудная, то в пределах сквозной доминирует медно-порфировая минерализация. Сходные соотношения наблюдаются также в пределах территории США.

Севернее поперечного медного пояса параллельно ему протягивается золотой пояс, который ранее был выделен Е. А. Радкевич. Этот специализированный пояс включает рудные и россыпные месторождения запада США (Невада-Сити, Гросс-Валли и др.), месторождения рудных районов Карлин и Хомстейк и группу канадских месторождений юго-восточнее оз. Виннипег (Ред-Лейк, Пикл-Кроу и др.). Золотой пояс протягивается на расстояние свыше 3500 км при ширине на юго-западе 450 км и на северо-востоке 200 км. Структурно он приурочен к одной из протяженных систем глубинных разломов северо-западного простирания.

Изложенный материал со всей очевидностью свидетельствует о том, что в пределах континентов выделяются специализированные металлогенические пояса, которые пересекают области с различным тектоническим строением и содержат разновозрастные месторождения определенных групп металлов. Эти рудные пояса контролируются глобальными системами разломов северо-западного и северо-восточного простираний. Напомним, что рудоконцентрирующие системы дислокаций имеют меридиональное и широтное простирания. Устойчивый характер этой закономерности подтверждается существованием таких специализированных поясов как на Евразийском, так и на Американском континентах. Мы уже говорили, что П. Вагнер в свое время выделил платиновый пояс Африки, который представляет собой структуру такого же ранга. Аналогичные секущие специализированные рудные пояса намечаются и на Австралийском материке. При этом характерна обратная ориентировка секущих рудных поясов с золоторудным и медным или силикатно-сульфидным типами оруденения на Азиатском и Северо-Американском континентах. Если на первом поясе с золоторудной (и медной) минерализацией ориентируются в северо-западном направлении, то на втором имеют северо-восточную ориентировку. Можно предположить, что изменение ориентировки соответствующих планетарных специализированных поясов происходит в двух зонах — между $180-160^\circ$ и $20-30^\circ$ з. д.

Выделение систем специализированных рудных поясов представляет собой новый подход к металлогеническим обобщениям, который имеет как региональное, так и локальное значение. Непосредственное значение такой подход имеет для изучения металлогенической специализации континентальных вулканических поясов. Нами было показано, что планетарные рудные пояса Востока

СССР и медный пояс Северной Америки, пересекая вулканогены, определяют металлогению их сегментов в соответствии с металлогеническим профилем специализированного пояса. Таковыми, в частности, являются районы развития золотосодержащей кварцеворудной минерализации в Восточно-Сихотэалинском (СССР) вулканическом поясе, а также медное оруденение в вулканических поясах США и Мексики. В связи с этим при металлогеническом районировании вулканических поясов с присущей им продольной рудной зональностью становится понятным резкий контраст в металлогенической специализации отдельных сегментов вулканогенов. Иными словами, в пределах последних намечаются фрагменты с продольной металлогенической зональностью и фрагменты с металлогенией, определяющейся сквозными специализированными рудными поясами. Эти соотношения позволяют использовать их для прогноза, например, медно-порфирового оруденения в окраинноматериковых вулканических поясах.

Глава 3. СТРУКТУРА И МЕТАЛЛОГЕНИЯ СВОДООБРАЗНЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЩИТОВ

Рассматривая особенности металлогении вулканических поясов, при выявлении их внутреннего строения авторы использовали палеотектонические реконструкции основных этапов их развития, морфоструктурный анализ, космические снимки, геофизические материалы и другие данные. Палеотектонический анализ областей поднятий потребовал нового подхода для своего осуществления. Исходные положения этого анализа изложены при характеристике конкретных вулканических областей. Необходимо отметить, что среди множества методов, которые применяются для реконструкции орогенных структур, при анализе конкретных регионов сделаны акценты или на морфоструктурные, или на палеотектонические материалы. Это определяется степенью изученности регионов, возрастом орогенеза. При этом по возможности соблюдалось условие о комплексном подходе и взаимной проверке выводов, получаемых различными методами.

КУРАМИНСКИЙ СВОДООБРАЗНЫЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ЩИТ

В западной части Средней Азии кульминация тектонических движений относится к позднегерцинскому времени. В этот период доминировали орогенные условия, которые охватили как складчатые области, так и консолидированные массивы. Рассматриваемый регион расположен в пределах Сырдарьинского среднего массива, который обрамлен складчатыми герцинидами. Геологическая предыстория вулканизма изложена в ряде работ. В позднем палеозое, точнее начиная с верхнебашкирского подъяруса среднего карбона, произошел перелом в развитии региона, отмеченный стратиграфическими несогласиями, изменением комплекса фауны, резкой активизацией магматизма. С поздним палеозоем связано также образование большинства эндогенных месторождений. Геохронометрические данные и определение остатков флоры свидетельствуют о том, что возраст вулканитов здесь не был моложе ранней перми (Н. П. Лаверов и др., 1964 г.; В. Я. Клиппенштейн и др., 1976 г.). Большую часть позднего палеозоя рассматриваемый регион был сушей. Горообразованием была охвачена основная часть территории, причем более интенсивно магматизм проявился в поднимающихся областях, а в обрамляющих впадинах формировались молассовые толщи.

Кураминский регион отличается тем, что здесь необычайно широкий размах получили процессы вулканизма. Другая особенность этого региона — исключительно высокая его насыщенность месторождениями различных типов. Вулканические процессы начались

здесь в среднем карбоне и продолжались до конца нижней перми. В позднем палеозое Кураминский регион, представляющий сводовое поднятие, был, видимо, нацело перекрыт вулканическим щитом. Более поздняя эрозия в период альпийского орогенеза местами вскрыла фундамент, на котором располагаются вулканические покровы. Их особенности свидетельствуют о том, что системы стратовулканов, из которых поступали вулканические продукты, располагались на крыльях сводового поднятия, причем извержения происходили на фоне формирования этой орогенной структуры. Хотя Кураминский вулканический свод выступает как обособленное сооружение, в действительности он входит в состав Бельтау-Кураминского вулканического пояса, который в своей большей части перекрыт рыхлыми отложениями. Пояс вулканитов прослеживается здесь только с помощью геофизических методов. Кураминский регион выступает и в современном рельефе как сводовое поднятие.

В строении разреза вулканогенных толщ региона устанавливаются элементы ритмичного строения, которое выражается в направленной смене состава вулканитов. Так, нижняя часть сложена минбулакской и акчинской свитами вулканитов среднего состава и оясайской — кислого состава. Эти толщи образуют ранний — средне-позднекарбонный — вулканический цикл. Поздний — пермский — вулканический цикл начинается трахандезитами шурабсайской свиты и завершается липаритами равашской и трахилипаритами кызылнуринской свит. После образования каждой свиты вулканитов внедрялись дайки, интрузивные штоки.

Особенно обильными были внедрения даек в пермское время после завершения процессов вулканизма. В этот период возникли протяженные дайковые пояса, сложенные телами основного, кислого и субщелочного состава. Есть основания рассматривать это время как завершающий этап эндогенной активности. Именно с ним совпадает во времени заключительный этап рудообразования.

История геологического развития в позднем палеозое

В регионе намечаются два завершенных вулканических цикла и период формирования дайковых пород, которые соответствуют трем стадиям орогенного развития. Каждой из этих стадий соответствует этап рудообразования.

На периферии Кураминского свода вулканиты фациально замещаются молассой, а во внутренней части свода зоны, обогащенные основными вулканитами, сменяются кислыми вулканитами и интрузивными телами. Эти особенности были вскрыты в результате палеотектонического анализа. Последний проводился отдельно, применительно к каждой из стадий орогенного развития.

Кратко рассмотрим некоторые исходные положения, на которые мы опирались при проведении палеотектонического анализа. Предварительные замечания необходимы, поскольку последний применяется для специфических условий области поднятия. Метод

анализа мощностей в этих условиях отступает на второй план, а при анализе изменчивости фаций необходимо принимать во внимание прежде всего фации магматических пород, которые здесь преобладают. Мы исходили из того, что различные фации могут служить индикаторами вертикальных тектонических движений. Так, ареалы гранитоидных plutонических пород тяготеют к областям максимальных поднятий, а моласса — к погружениям. Среди синхронных вулканических комплексов те, которые содержат в своем составе больше кислых продуктов, обычно формируются в блоках относительного поднятия по сравнению с вулканитами основного состава. Эта статистическая зависимость может быть прослежена на примере областей неоген-четвертичного вулканизма. При этом надо иметь в виду, что современные горы могут возникнуть за счет накопления вулканического материала. Так, по данным Э. Н. Эрлиха (1960 г.), в основании вулканических гор Камчатки, сложенных андезито-базальтами, расположены грабены, и таким образом извержение лав основного состава было связано здесь с зоной грабенообразования. При палеотектоническом районировании поднятий выделяются фациальные зоны по различной насыщенности интрузивными телами, относительной роли основных и кислых лав. Намечаются типы локальных вулкано-тектонических структур, причем их взаиморасположение дает дополнительную информацию о внутреннем строении регионального поднятия. Внутреннее строение последнего расшифровывается также с помощью морфоструктурного анализа и привлечения материалов космического дешифрирования. Далее мы последовательно рассмотрим палеотектонические обстановки для трех основных стадий орогенного развития региона.

1. Ранняя, средне-позднекарбоновая стадия. Эта стадия знаменует начало орогенного развития, когда большая часть региона была преобразована в поднятие. Этому времени соответствует начало активного континентального вулканизма. В начале стадии формировался осадочный структурно-формационный комплекс, а в конце — в условиях горного рельефа формировались континентальные вулканиты и молассовые отложения, а также крупные гранитные массивы.

Для рассматриваемой стадии устанавливается обособленное в пространстве размещение различных формационных комплексов (рис. 4). В. Я. Клиппенштейном были проведены палеорекострукции и восстановлена первичная область образования молассы, в позднее время частично эродированной и перекрытой отложениями. Пояс развития терригенной и вулканогенной молассы сформировался на территории современной Ферганской впадины и охватывал с юга и востока широкой дугой область интенсивного континентального магматизма. Здесь достаточно четко намечается обособленная зона развития крупных интрузий кураминских гранодиоритов (C_2) и гранит-гранодиоритовых интрузий кенкольского комплекса (C_3), с которым ассоциируют в пространстве андезиты и дациты акчинской свиты (C_2) и липариты оясайской свиты (C_3).

Эта ассоциация магматических пород образует овальный замкнутый пояс. Значительная часть акчинских вулканитов в этом поясе эродирована, они сохранились в линейно-вытянутых грабенообразных впадинах в южной его части. Этот пояс, судя по значительной эрозии вулканитов и высокой насыщенности гранитоидными интрузивами, представлял собой область относительного поднятия по

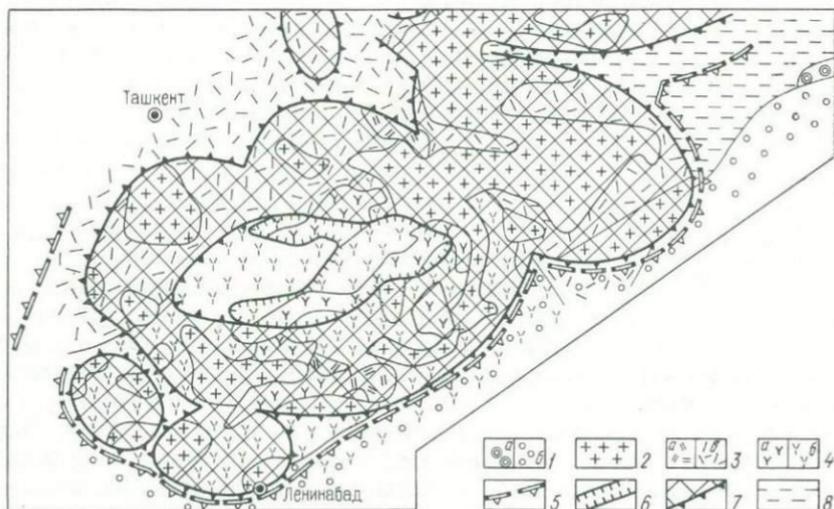


Рис. 4. Палеотектоническая схема для среднего—позднего карбона Курамино-Чаткальского региона.

1 — моласса: *a* — выходящая на дневную поверхность, *б* — перекрытая более молодыми толщами; 2 — граниты и гранодиориты кенкольского комплекса; 3 — вулканиты кислого состава: *a* — эродированные, *б* — перекрытые более молодыми отложениями; 4 — вулканиты среднего состава: *a* — эродированные, *б* — скрытые под более молодыми отложениями; 5 — внешняя граница свода; 6 — центральная впадина свода; 7 — области поднятий ядра свода; 8 — низменные равнины

сравнению с окружающими территориями. По направлению внутрь пояса намечается зона, где также сильна степень эрозии акчинских вулканитов. Однако здесь отсутствовали кислые породы оясайской свиты, а гранитоидные тела редки и невелики по размерам. Это зона умеренного поднятия. Наконец, центральную часть вулканогенного ареала занимает область слабоэродированных вулканитов акчинской свиты, сохранившихся в грабенообразных впадинах.

С внешней стороны вулканогенно-гранитоидного концентрического пояса В. Я. Клиппенштейном предполагается на севере и востоке присутствие кислых вулканитов, которые перекрыты более молодыми толщами. На юго-востоке — это зона сильноэродированных акчинских вулканитов, сопровождаемых небольшими гранитоидными телами. Эту неоднородную зону можно рассматривать как зону умеренного поднятия в верхнем карбоне. К ней с внешней стороны непосредственно примыкает область развития молассы. Последняя приурочена к периферической впадине, которая широкой

дугой охватывает область поднятия. Таким образом, на палеотектонической схеме для среднего — верхнего карбона устанавливаются черты структурно-формационной зональности, которая носит концентрический характер. Эта зональность могла быть обусловлена активным развитием в этот период сводового поднятия, разделенного на несколько концентрических зон. Наибольшие воздымания происходили в кольцевом поясе, максимально насыщенном интрузивами. Извержения лав, вероятно, частично имели трещинный характер и контролировались внутренними грабенами. Внутренняя часть свода была осложнена относительным опусканием, к которому приурочены впадины, выполненные вулканитами. Внешняя граница свода определялась зоной фациального перехода от вулканитов к молассе, выполнявшей периферическую впадину. С северо-востока к Кураминскому своду по Кумбельскому разлому примыкал крупный овальный ареал кенкольских гранитоидов, окруженный по периферии полями вулканитов преимущественно кислого состава. Это, по-видимому, была область автономного Гавасайского крупного купольного поднятия. Еще далее на северо-восток вулканиты отсутствовали полностью. Здесь в пределах области Чаткальского поднятия известны лишь пояса гранитоидных тел. Это сводовое поднятие по своему типу резко отличалось от сводообразного вулканического щита Кураминского региона.

2. Средняя, нижнепермская стадия орогенного развития. В нижнепермское время в регионе продолжалась активная вулканическая деятельность, и пермские вулканиты в этот период практически полностью перекрывали Кураминский свод. В эту стадию увеличивалась относительная роль продуктов извержения кислого состава, а плутоническая деятельность получила меньший размах по сравнению с предыдущей стадией. Тем не менее интрузивы бабайтагского, чорух-дайронского, шайданского, арашанского комплексов и чилтенские малые интрузивы группируются в пределах единого полукольцевого пояса (рис. 5). Карбоновый и пермский интрузивные пояса в значительной мере перекрываются по площади. Однако пермский интрузивный пояс имеет меньший диаметр по сравнению с карбоновым. Зона интрузивного пояса подвергалась, видимо, наибольшим поднятиям.

Пермский интрузивный пояс отличается еще тем, что с ним также совпадает цепь вулканических кальдер, которые в значительной мере выполнены пермскими вулканитами кислого состава. Во внутренней области (по отношению к интрузивному кольцу) преобладают вулканиты среднего состава (шурабсайская свита), которые сохранились в грабенообразных впадинах. Точно так же шурабсайские вулканиты преобладают и во внешней зоне. Последняя может рассматриваться как зона умеренных поднятий. Эта внешняя зона околонтурена нами по внешнему поясу кальдер, которые в значительной мере перекрыты рыхлыми отложениями и выявляются по геофизическим данным. Помимо кальдер периферическая зона осложнена также Моголтауским куполом, к которому приурочены интрузивные тела. Условная граница внешней зоны свода перекрыта

рыхлыми отложениями. В направлении Ферганской впадины шурабсайские вулканы сменяются молассой. Эти переходы, по-видимому, имеют место также и в северном и в западном направлениях.

Таким образом, отмечаются черты концентрической структурно-формационной зональности.

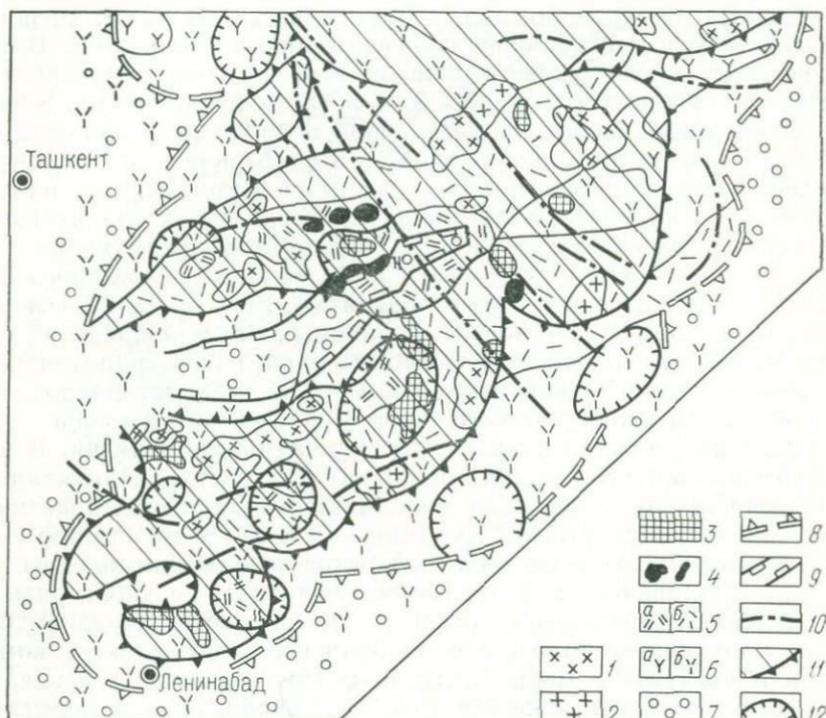


Рис. 5. Палеотектоническая схема для перми Курамино-Чаткальского региона. 1 — кварцевые монциты, сиенит-диориты; 2 — кварцевые сиенит-порфиры; 3 — гранит-порфиры; 4 — кварцевые диориты; 5 — вулканы кислого состава; а — выходящие на поверхность, б — скрытые рыхлыми отложениями; 6 — вулканы среднего состава; а — выходящие на поверхность, б — скрытые рыхлыми отложениями; 7 — моласса; 8 — внешняя граница свода; 9 — центральная впадина свода; 10 — основные разломы; 11 — области поднятий ядра свода; 12 — границы кальдер

3. Заключительная, позднепермская стадия орогенного развития. После завершения массовой вулканической деятельности в конце ранней перми последовала заключительная стадия развития региона, выразившаяся в образовании систем дайковых поясов. Последние имеют относительно молодой возраст и подчас контрастный состав. Так, музбельская дайковая серия слагается телами диабазов и гранит-порфиров. С другой стороны, известны тела недифференцированных даек диорит-порифиритового состава, а также гранофиновые дайки.

Возрастной отрыв дайковой стадии от предыдущей, вероятно, был невелик. Период времени, относимый к заключительной стадии орогенеза, охватывает конец ранней и начало поздней перми. Практически вся геологическая летопись заключительной стадии представлена поясами даек. Последние образуют сложноветвящиеся (преимущественно северо-восточные) линейные и дугообразные пояса. Характерно, что в своем большинстве дайковые пояса подчинены не локальным орогенным структурам (кальдерам и др.), а более крупным — сводам, куполам. Обильное развитие даек свидетельствует об условиях общего растяжения, которые преобладали в заключительный период орогенного развития. С этим временем совпадал один из основных этапов оруденения в регионе.

На палеотектонической схеме для заключительной стадии мы совместили системы дайковых поясов с зонами наибольших, умеренных поднятий и погружений, которые были намечены на палеотектонической схеме для среднего этапа орогенного развития. Конфигурация дайковых полей хорошо коррелируется с морфологией орогенных структур средней стадии. Практически все пояса совпали с зонами наибольших поднятий. Они очень слабо проявлены в зонах умеренных поднятий и опусканий. Эти особенности могут свидетельствовать об унаследованности структурного плана от среднего к заключительному этапу.

Дополнительными материалами, которые можно использовать для характеристики внутреннего строения сводов и куполов этой стадии, могут служить морфоструктурные схемы, а также результаты дешифрирования космических снимков. Морфоструктурные данные позволяют уточнить положение и очертание внутренних впадин сводов, их границ, а также свидетельствуют о расчленении сводов гипсометрическими ступенями северо-западного простирания на систему разновысотных сегментов.

Металлогенические особенности

Палеотектонические схемы трех основных стадий орогенного развития региона позволяют сделать заключение о том, что начиная со среднего карбона здесь ведущая структурная роль принадлежала вновь образованному сводовому поднятию, в пределах которого широкое развитие получили процессы вулканизма и рудообразования. Орогенные структуры развивались унаследованно вплоть до новейшего времени. Именно они определяли концентрический характер структурно-формационной металлогенической зональности. Для проведения металлогенического районирования все рудные формации региона были предварительно разделены на возрастные группы, соответствующие ранней и заключительной стадиям орогенного развития региона. Поскольку в настоящее время невозможно сделать такое расчленение для всех рудных формаций, мы провели его в значительной степени условно.

В конце начальной стадии орогенеза в позднекарбовое время образовались скарново-магнетитовые, скарново-шеелитовые, медно-

молибденовые, кварцеворудные и некоторые скарново-полиметаллические месторождения. Намечаются несколько центров, вокруг которых локализовались концентрические и дуговые металлогенические зоны. Так, прерывистый пояс скарново-магнетитовой минерализации опоясывает Кураминский свод, а также северную часть Моголтауского купола. Отдельными фрагментами он прослежива-

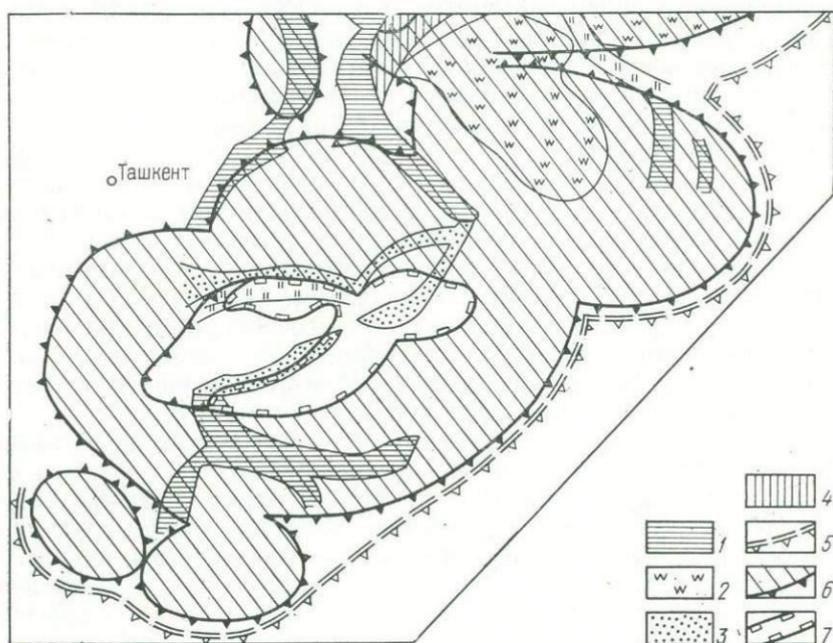


Рис. 6. Схема металлогенического районирования Чаткало-Кураминского региона для каменноугольного периода.

1—4 — металлогенические зоны: 1 — скарново-железорудные, 2 — вольфрамовые и оловянно-вольфрамовые, 3 — кварцеворудные малосульфидные, 4 — молибденовые и медные, 5 — границы сводов; 6 — поднятие ядра; 7 — границы грабенов

ется по периферии Гавасайского купола. Скарновые проявления меди прослеживаются по северной периферии этой структуры (рис. 6). Проявления вольфрамовой минерализации образуют изометричный ареал в центре Гавасайского купола. Вдоль впадин центральной части Чаткальского свода располагаются дугообразные зоны кварцеворудной минерализации. Оруденение средней и заключительной стадии орогенеза в настоящее время расчленить невозможно.

Учитывая относительную стабильность структурного плана в перми, мы рассмотрим особенности металлогенической зональности на основе палеотектонической схемы для заключительной стадии орогенного развития.

Минерализация пермского возраста гораздо разнообразнее по типам и распространена значительно шире. Ведущие полезные ископаемые Кураминского свода — свинец, цинк, молибден, висмут, флюорит. Металлогеническая зональность здесь не проявлена отчетливо из-за двойственного структурного контроля со стороны как сводового поднятия, так и осложняющих его локальных структур,

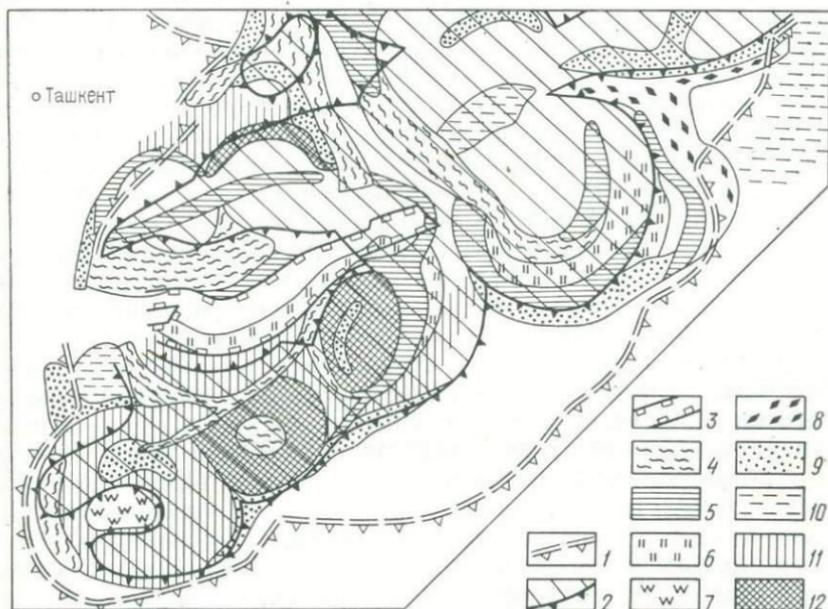


Рис. 7. Схема металлогенического районирования Чаткало-Кураминского региона для пермского периода.

1 — внешние границы сводов; 2 — поднятие ядра свода; 3 — границы центральной впадины; металлогенические зоны: 4 — медно-висмутовая, 5 — флюоритовая, 6 — медно-порфировая, 7 — вольфрамовая, 8 — ртути и сурьмы; 9 — кварцеворудная, 10 — стратиформной полиметаллической минерализации, 11 — скарново-полиметаллической минерализации, 12 — галенит-сфалеритовой формации

среди которых выделяются кальдерные постройки и дугообразные разломы. Последние контролируют медно-порфировое оруденение. Сходную позицию занимают также поля вторичных кварцитов и алунитов (рис. 7).

Полиметаллические проявления, наиболее широко распространенные в пределах Кураминского свода, образуют ряд зон, тяготеющих к внешним частям свода, где преобладают скарново-полиметаллические месторождения. В пределах кальдер среди вулканитов развиты полиметаллические месторождения других формаций. На юго-западе зона охватывает площадь Моголтауского купола, в центральной части которого распространено скарново-шеелитовое оруденение.

Отчетливо обособлены в регионе также висмутоносные зоны, которые лучше проявлены в южной части свода (Кураминский хре-

бет). Висмутовая зона Кураминского хребта протягивается вдоль водораздела Кураминского хребта, «приспосабливаясь» к обрамлению Адрасманской и Лашкерекской кальдер. Далее на востоке она сменяется Кумбельским поясом, расположенным по периферии Чаткальского свода.

Особенности проявления металлогенической зональности показывают отчетливые связи с элементами внутреннего строения сводов. Главная особенность — концентрический характер металлогенических зон, высокая степень насыщенности всей площади свода различными типами рудопроявлений. Особенно рудоносны кальдеры, расположенные в крыльях сводов. Кальдеры выступают здесь в качестве локализаторов рудных районов и узлов, и вокруг них как бы повторяются черты металлогенической зональности, характерные для свода в целом. Для сравнения отметим, что «плутоногенные» своды часто рудоносны в своих периферических частях.

Обращаясь к общим чертам развития орогенной структуры, подчеркнем, что ей свойственна высокая степень унаследованности. Однако при этом характерно заметное сокращение площади поднятий и соответственно диаметра ядра свода от начальной к средней стадиям его развития. При гомодромных циклах вулканизма здесь отмечается прогрессивное увеличение роли кислых продуктов извержения к концу процесса, точно так же как и общее нарастание щелочности вулканитов. Последнее, возможно, связано с возрастанием глубины источника магмы. При этом вулканические комплексы изменяющегося состава локализовались в рамках в основном стабильного ареала, определяющегося сводом. В этом заключается одно из важных отличий вулканических щитов от островодужных систем, где происходит направленное латеральное изменение состава изверженных пород, ориентированное поперек дуги.

Сводообразные вулканические щиты, примером которых является Кураминский, отличаются высокой степенью проницаемости по всей площади, что и определяет их общий повышенный фон рудоносности. Они отличаются сложной и разнообразной минерализацией, высокой рудоносностью всей площади, широким распространением скарнов, что, возможно, связано с высокой температурой флюидов, значительными различиями в характере минерализации между осевой частью свода (медно-порфировая, кварцеворудная) и периферической зоной (полиметаллы). Таким образом, можно говорить как бы о совмещении в рамках одного свода минерализации двух самостоятельных линий, чаще развивающихся обособленно.

Алмалыкский медно-порфировый рудный район

Алмалыкский медно-порфировый рудный район расположен на западном погружении Кураминского свода. Особенность структурной позиции этого района — его приуроченность к блоку, который примыкает к Ангренской впадине, возникшей в осевой части свода. С юга этот блок отделяется дугowymi разломами. Район име-

ет площадь около 700 км² (рис. 8). Основные месторождения района — Кальмакыр, Дальнее, Сарычеку и другие, относятся к медно-порфировой формации и содержат примесь молибдена и других полезных компонентов.

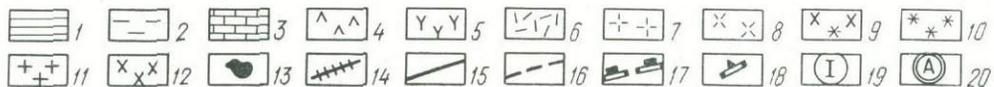
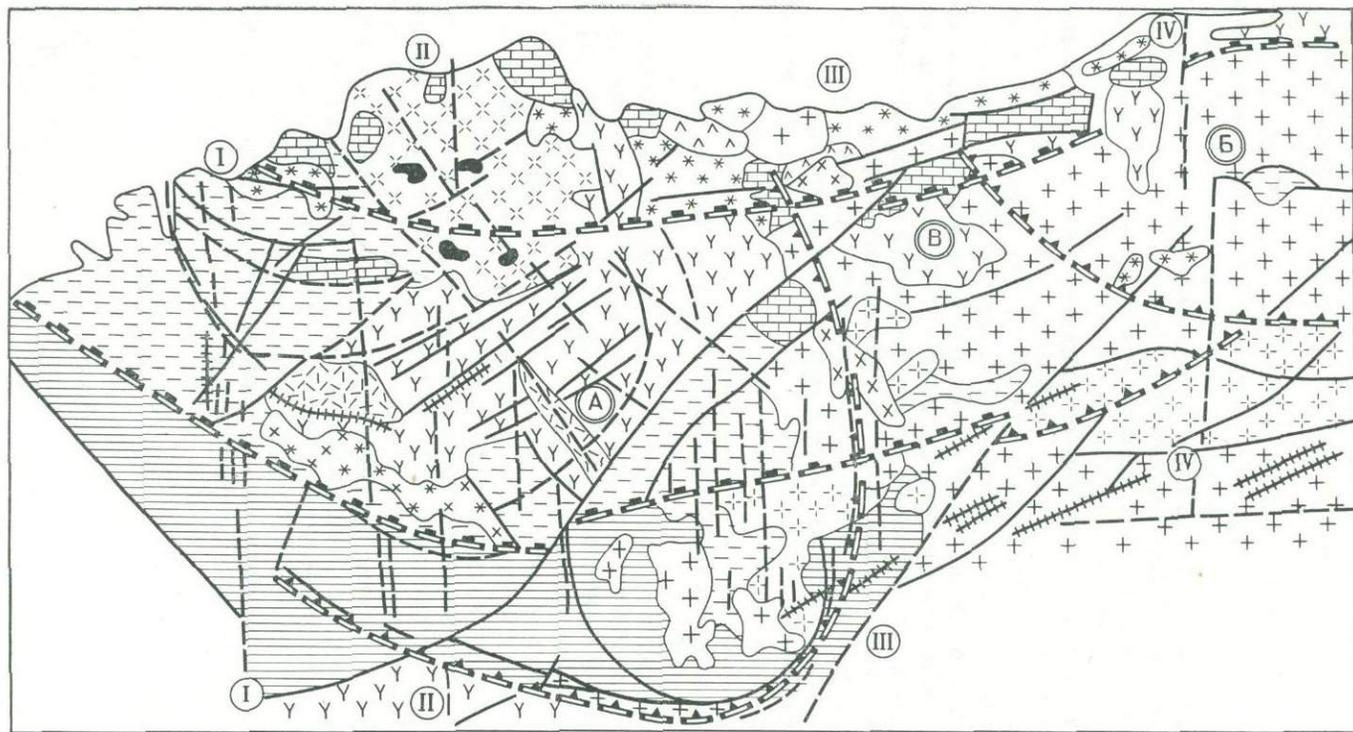
Алмалыкский рудный район сложен разнообразными породами, среди которых преобладают магматические. Самые древние породы района — сланцы глинисто-кремнистые, кварц-серицитовые, кварц-биотитовые, реже песчаники ордовика и силура. Они слагают дугообразную полосу в юго-западной и южной частях района; на остальной же его части скрыты под более молодыми отложениями.

Нижнедевонские породы — в основном вулканогенные (плагноклазовые и роговообманковые порфириды, реже кварцевые порфиры). Они распространены на большей части района и имеют тектонический контакт с породами ордовика и силура вдоль дугообразной зоны разлома. К нижнему девону относятся также интрузивные породы, среди которых известны габбро, кварцевые диориты, кварцевые сиениты, биотитовые граниты, аляскиты, кварцевые порфиры. Они распространены в южной части района.

На размытую поверхность пород нижнего палеозоя трансгрессивно налегают аркозовые песчаники и конгломераты среднедевонского возраста, сменяющиеся вверх по разрезу известняками и доломитами верхнего девона — нижнего карбона, мощность которых в Алмалыкском районе около 600 м. Эти породы обнажаются в основном в северной части района вблизи границы с Ангренской впадиной.

В начале среднего карбона, как уже упоминалось, начинается интенсивное воздымание территории в связи с процессами орогенеза. Породы верхнего палеозоя — эффузивно-осадочные и эффузивные. Наиболее ранние вулканиты минбулакской свиты — главным образом андезитовые и дацит-андезитовые порфириды лавовой фации (Р. А. Мусин, 1970 г.). Они встречаются в северной части района, образуя узкую полосу вблизи Ангренской впадины и сменяясь к югу широкой полосой вулканитов акчинской свиты. Акчинская свита преимущественно андезито-дацитового состава. Ее отложения подразделяются на три горизонта: обломочный, порфиритовый и порфиновый. Породы порфинового горизонта представлены в основном дацитовыми и андезито-дацитовыми порфирами, реже андезитовыми порфиридами. Этот горизонт вмещает в Алмалыкском рудном районе многочисленные залежи алунита. Породы акчинской свиты в целом характеризуются повышенным содержанием пирокластического материала, а в восточной части района эффузивы переходят в туфы и игнимбриты. Эти породы слагают протяженную (более 20 км) неравномерную по мощности дугообразную полосу в северной части района и более короткую — в южной (см. рис. 8).

На породах акчинской свиты залегают вулканиты шурабсайской свиты преимущественно андезито-дацитового состава, ограниченно распространенные в районе. Верхнепалеозойские интрузив-



ные породы широко распространены в рассматриваемом рудном районе. Среди них выделяются среднекарбонные и верхнекарбонные — пермские. К первым относятся гранодиориты кураминского или карамазарского типа и сиенит-диориты Алмалыка. Кураминские гранодиориты слагают крупное батолитоподобное тело в юго-восточной части района, располагаясь вдоль оси Кураминского хребта. Абсолютный возраст этих пород 310—290 млн. лет.

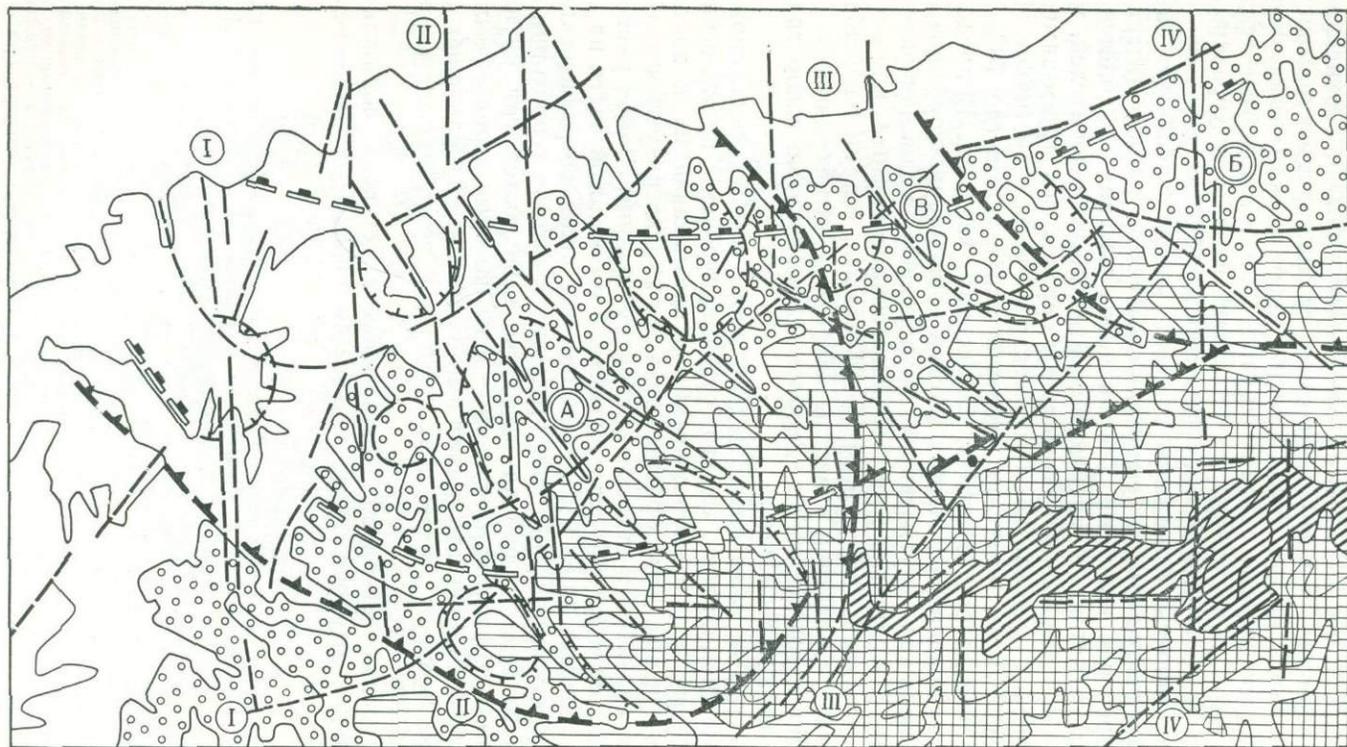
Сиенит-диориты Алмалыка слагают массив площадью около 40 км², расположенный в северо-западной части района на границе с Ангреной впадиной. Состав пород массива колеблется от габбро до сиенитов. По мнению большинства исследователей, массив имеет межформационную форму и образовался путем замещения девонских вулканитов и нижнекарбонных известняков. Породы Алмалыкского массива сложены калишпатом (до 70% породы), олигоклазом, биотитом, пироксеном, кварцем. В пределах массива размещен ряд мелких штоков гранодиорит-порфиров, сопровождающихся интенсивным оруденением медно-порфировой формации (Кальмакыр и др.). Позднегерцинские интрузивные породы представлены небольшими порфировыми телами разнообразного состава. Среди них известны кварцевые сиенит-диориты, сиенит-порфиры, гранодиориты, диориты и упомянутые выше гранодиорит-порфиры Алмалыка.

Структура Алмалыкского меднорудного района очень сложна. Выше уже упоминалось, что этот район приурочен к блоку, ограниченному дугообразными разломами и примыкающему к впадине долины р. Ангрена. Дугообразные разломы характеризуются разным радиусом кривизны и открыты в сторону впадины. Район расположен у подножия Кураминского хребта, в его пологой части на границе с впадиной (рис. 9). Геологические, палеогеографические и морфоструктурные данные свидетельствуют, что на территории Алмалыкского рудного района отчетливо выделяются три крупные продольные структурные ступени — зоны, которые в рельефе отличаются разными гипсометрическими уровнями, направленно увеличивающимися от Ангреной впадины к водораздельной части Кураминского хребта.

В пределах северной (Приангреной) ступени обнажаются нижнекарбонные осадочные породы, в средней — нижне-средне-

Рис. 8. Геолого-структурная схема Алмалыкского меднорудного района. Составили Г. А. Танаева и Н. Т. Кочнева с использованием материалов Р. А. Мусина (1970 г.), А. В. Королева (1970 г.) и др.

1—3 — породы доорогенного этапа: 1 — метаморфизованные сланцы ордовика и силура, 2 — эффузивы и гранитоиды раннего девона, 3 — доломиты и известняки верхнего девона — нижнего карбона; 4—6 — верхнепалеозойские вулканогенно-осадочные породы: 4 — порфиры минбулакской свиты (С¹), 5 — вулканиты среднего состава акчиской свиты (С²), 6 — вулканиты кислого и среднего состава шурабсайской свиты (Р₁); 7—8 — среднекарбонные гранитоиды; 7 — кураминские гранодиориты, 8 — сиенит-диориты Алмалыка; 9—13 — позднекарбонные — пермские гранитоиды: 9 — сиенит-диориты, 10 — сиениты и сиенит-порфиры, 11 — гранодиориты и граниты гушайского типа, 12 — диориты, 13 — гранодиорит-порфиры Алмалыка, 14 — дайки различного состава; 15 — разломы, выявленные по геологическим данным; 16 — то же, по данным морфоструктурного анализа; 17 — продольные границы блоков; 18 — поперечные границы блоков; 19 — обозначения линейных систем разломов; 20 — обозначения блоков



- 1  2  3  4  5  6  7  8  9  10 

девонские, в южной — породы ордовика и силура. Эти зоны отделены друг от друга дугообразными системами разрывов. На границе северной и средней зон прослеживаются узкий пояс интрузивных тел сиенитов и сиенит-порфиров пермского возраста и отдельные поля минбулакских и акчинских вулканитов, а на границе средней и южной — менее отчетливый пояс тел сиенит-диоритов и гранитов позднего карбона — перми. Эти дугообразные зоны характеризуются большим радиусом кривизны и расчленены серией небольших дугообразных округлых и линейных структурных элементов, которые установлены в основном по морфоструктурным признакам.

Вся площадь рассматриваемого района разделена системой крутых дугообразных разломов на три поперечных блока: А, Б и В. Каждый из этих блоков отличается особенностями рельефа, геологии и металлогении. Самый западный — блок А наиболее интенсивно расчленен и относительно опущен (см. рис. 9). Он имеет форму полукруга, срезанного на севере впадиной долины р. Ангрен. К блоку А приурочена крупная вулканогенная депрессия, занимающая его центральную часть и выполненная вулканитами акчинской свиты. В обрамлении депрессии распространены сиенит-диориты, сиениты, сиенит-порфиры, щелочные гранодиорит-порфиры, характерные только для этого блока. Ведущие дислокации внутри блока северо-западные и меридиональные. Первые подчеркиваются долинами крупных рек Алмалык, Накпай, Каракия, Саукбулак, отличающимися наиболее глубоким врезом. Вторые характеризуются преобладанием меридиональных элементов в конфигурации тектономорфоизогипс и спрямленными участками долин не крупных водотоков. Кроме того, блок А разбит серией параллельных прямолинейных разломов северо-восточного простирания на несколько блоков, представляющих собой ступени, несколько наклоненные к северу. Наиболее крупный разлом северо-восточного простирания — Мисканский, отделяет приподнятую часть блока А от опущенной. В современном рельефе этот разлом представлен крупным тектоническим уступом.

Кроме того, для блока характерны узкие валообразные поднятия северо-западного простирания, а также огромное число мелких купольных поднятий и округлых депрессий. Его отличают также сложные формы речных долин — наличие неестественных поворотов, изгибов, аномальных расширений и разветвлений. Все это свидетельствует об интенсивной нарушенности блока А. На фоне всей территории Алмалыкского рудного района блок А отличается наибольшим накоплением рыхлых отложений и хорошей эрозионной освоенностью.

Рис. 9. Морфоструктурная схема Алмалыкского рудного района. Составила Н. Т. Кочнева.

1—5 — площади с отметками (в м): 1 — 500—1000, 2 — 1000—1500, 3 — 1500—2000, 4 — 2000—2500, 5 — более 2500; 6 — линейные и кольцевые дислокации; 7 — дугообразные разломы, ограничивающие полосы разных гипсометрических уровней рельефа; 8 — границы блоков, ограничивающие разные типы рельефа; 9 — обозначения линейных систем разломов; 10 — обозначения блоков

Блок Б — восточный характеризуется более простым и монолитным внутренним строением. Здесь отчетливо выделяются террасовые уровни Ангренской долины, рыхлые отложения имеют небольшую мощность. В блоке Б, так же как и в блоке А, преобладают северо-западные и меридиональные разломы, но общая расчлененность выражена слабее. С этим блоком совпадает крупный ареал гранодиоритовых тел.

Блок В расположен в переходной зоне между блоками А и Б. Он значительно меньше последних, имеет форму сектора и относительно слабо расчленен. В центральной его части расположена довольно крупная кольцевая структура. Блок расчленен глубоко, но в отличие от блока А не столь интенсивно. Через блок В проходит крупная меридиональная структура III—III, также выделяемая в основном по тектоническим элементам современного рельефа. С дугообразной южной границей блока В сопряжена серия дугообразных зон.

С севера и юга Алмалыкский рудный район ограничен крупными широтными структурами. Одна из них следует вдоль борта Ангренской впадины, другая — вдоль осевой части Кураминского хребта.

Главное промышленное значение в Алмалыкском рудном районе имеют месторождения медно-порфировой формации. Кроме них распространены также полиметаллические, алунитовые, малосульфидные золото-кварцевые, молибденовые, флюоритовые и висмутовые проявления.

Месторождения медно-порфировой формации имеют общие черты: все они приурочены к зонам экзоконтакта (иногда также эндоконтакта) небольших интрузивных тел гранодиорит-порфиров. При этом наиболее продуктивное оруденение приурочено к пологозалегающей толще девонских кварцевых порфиров. Месторождения представлены телами вкрапленных и штокверковых руд линзообразной и неправильной форм, окруженных серицитовыми кварцитами. Главные рудные минералы месторождений — пирит и халькопирит, второстепенные — молибденит, сфалерит, галенит, магнетит, гематит, пирротин, марказит, блеклые руды, вольфрамит. Среди жильных минералов главная роль принадлежит кварцу, широко распространены серицит, ангидрид, кальцит, барит, хлорит, адуляр.

На месторождениях выделяются (И. М. Голованов, 1978 г.) следующие стадии минерализации, названные парагенезисами: 1) кварц-магнетитовая; 2) кварц-пирит-молибденит-халькопиритовая; 3) кварц-карбонат-полисульфидная; 4) цеолит-ангидритовая; 5) карбонат-баритовая.

Этот же автор выделяет три основных типа руд: 1) рассеянно-вкрапленный; 2) прожилково-вкрапленный; 3) жильный.

Месторождения медно-порфировой формации сопровождаются сложным комплексом интенсивно проявленных метасоматических преобразований вмещающих пород. Среди метасоматитов выделяются следующие (от более ранних к поздним): магнезиально-щелочные метасоматиты, связанные с процессами амфиболитизации,

биотитизации, калишпатизации, развивающиеся в сиенит-диоритах и диоритах; пропилиты (альбит-ортоклаз-эцидотовой и хлорит-карбонатной фаций), проявленные во всех изверженных породах медно-порфиновых рудных полей и непосредственно предшествующие рудоотложению, и серицит-кварцевые метасоматиты, сопровождающие оруденение.

По периферии рудных полей с медно-порфиrowыми месторождениями обычно развиваются свинцово-цинковые проявления скарновой формации. В западной части рудного района полиметаллические месторождения приурочены к контактам сиенит-диоритов Алмалыка с вмещающими их известняками и доломитами (рис. 10). Полиметаллические проявления восточной части района заключены в изверженных породах и вулканитах различного возраста. Кварц-малосульфидные тела, а также кварц-гидрослюдистые метасоматиты с вкрапленностью пирита размещаются в основном в пределах вулканогенного грабена западной части района.

Месторождения медно-порфиrowой формации образуют две дугообразные зоны. Первая из них, включающая месторождения Большого Алмалыка — Кальмакыр, Акчеку, Дальнее и др., расположена в северо-западной части района. Зона имеет субширотное простирание, сравнительно небольшую длину и ограничена субширотными дугообразными разломами: Карабулакским на севере и Каратагским на юге. На востоке зоны медная минерализация резко ограничивается Накпайским разломом северо-западного простирания, а на западе уходит под рыхлые отложения долины р. Ангрэн. Рудная зона расположена в обрамлении крупного вулканического грабена, выполненного в основном вулканитами акчинской свиты. В ее пределах распространение отдельных меднорудных месторождений, тяготеющих к штокам гранодиорит-порфиrow и дайкам, контролируется разломами северо-западного простирания и узлами их пересечения с широтными дугообразными разломами.

Вторая зона медно-порфиrowых месторождений расположена в юго-восточной части района и также имеет субширотное простирание. В участке сочленения этой зоны с Мисканским разломом северо-восточного простирания расположено Саукбулакское рудное поле, включающее месторождение Сарычеку. В остальной части зоны отмечаются лишь разрозненные мелкие проявления медно-порфиrowой формации. По сравнению с Кальмакыром они характеризуются более высоким содержанием молибденита, шеелита и вольфрамитов.

Мелкие кварц-малосульфидные проявления распространены в основном в западной части района в пределах его наиболее опущенной части. По отношению к зонам с меднорудной минерализацией эти проявления локализируются во внешней зоне.

В целом на распределение минерализации в Алмалыкском меднорудном районе влияние оказывают дугообразные разломы. Кроме того, имеется определенная связь с вулканогенными грабенами. Основное медное и полиметаллическое оруденение располагается

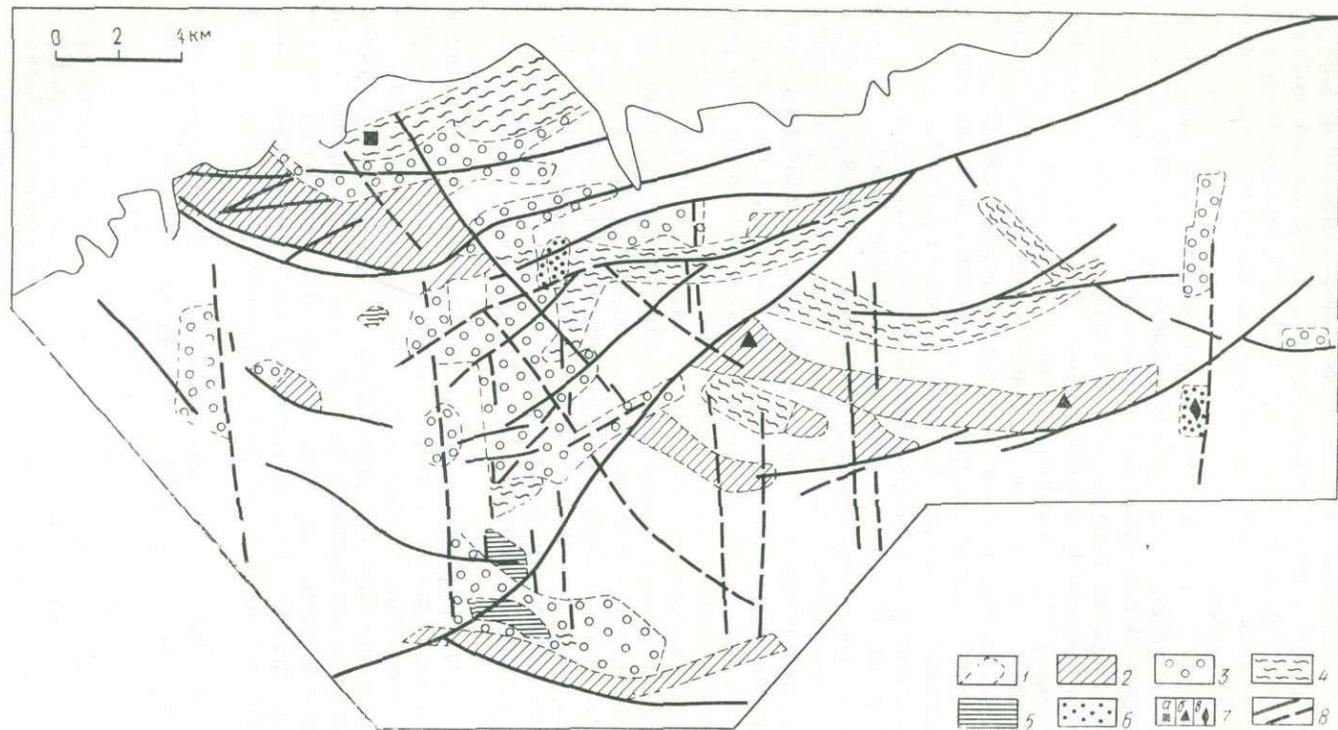


Рис. 10. Схема металлогении Алмалыкского меднорудного района. Составила Г. А. Тананаева по данным Р. А. Мусина (1970 г.).

1 — границы металлогенических зон; 2—6 — зоны с преобладанием рудных проявлений: 2 — медных, 3 — кварц-малосульфидных, 4 — полиметаллических, 5 — висмутовых, 6 — молибденовых; 7 — отдельные рудопроявления: а — меди, б — свинца и цинка, в — молибдена; 8 — разломы, влияющие на распределение оруденения

в обрамлении этих грабен в породах фундамента, а кварц-мало-сульфидные проявления — в грабенах. Особая роль в локализации оруденения принадлежит зоне разрывных нарушений меридионального направления. Последняя, по-видимому, играет рудоконцентрирующую роль, определяя локализацию крупных рудных объектов. Положение Кальмакырского месторождения определяется пересечением этой зоны с системой разломов северо-западного простирания.

Бериллиево-флюоритовый рудный район Спёр-Маунтин (США)

В качестве другого примера рудных районов, приуроченных к сводообразным вулканическим щитам, охарактеризуем район Спёр-Маунтин в пределах Невадийского сводообразного вулканического щита.

Этот рудный район расположен в центральной части штата Юта (США) и известен своими крупнейшими бериллиевыми месторождениями, открытыми в 1960 г. (Д. Шаве, 1973 г.). Помимо бериллия в районе известны месторождения флюорита (часто ураноносные), собственно урановые и медно-полиметаллические, имеющие второстепенное значение.

В региональном плане рудный район Спёр-Маунтин расположен в восточной части Невадийского свода (в Провинции Долин и Хребтов), осложненного дугообразными впадинами (заполненными вулканитами и четвертичными отложениями) и валообразными поднятиями (сложенными осадочными породами нижнего палеозоя). На схеме, составленной на основе опубликованных карт, можно видеть, что этот рудный район приурочен к дугообразному выступу пород нижнего палеозоя, окаймленному полями третичных вулканитов (рис. 11).

К востоку от выступа палеозойских пород расположена серия кальдер, заполненных третичными вулканитами. Радиальное и дуговое расположение разломов внутри блока нижнепалеозойских пород, так же как и форма этого блока, позволяет высказать предположение о том, что последний представляет собой небольшую часть локального свода, центральный блок которого осложнен округлой впадиной, заполненной третичными вулканитами, позднее перекрытыми четвертичными отложениями.

Блок палеозойских пород сложен доломитами, реже известняками, с прослоями сланцев и кварцитов, смятых в крупные складки северо-западного простирания и разбитых многочисленными крутопадающими разломами. К юго-западу от этого блока расположена дугообразная относительно пониженная зона, характеризующаяся широким развитием четвертичных отложений, среди которых присутствуют выходы интенсивно дислоцированных пород девонского возраста. Последние также представлены в основном доломитами с прослоями кварцитов и известняков.

Вулканические породы, обнажающиеся к юго-западу от блока палеозойских пород, представлены туфами, возникшими в резуль-

тате подводных извержений. В толще туфов Д. Шаве выделяет три горизонта: 1) нижний, наиболее мощный горизонт — пепловые туфы с большим количеством обломков доломита (10—40% объема пород); 2) спекшиеся туфы; 3) сильно измененные туфы, цемент которых почти нацело замещен монтмориллонитом, опалом, местами флюоритом, окислами марганца. Туфы богаты обломка-

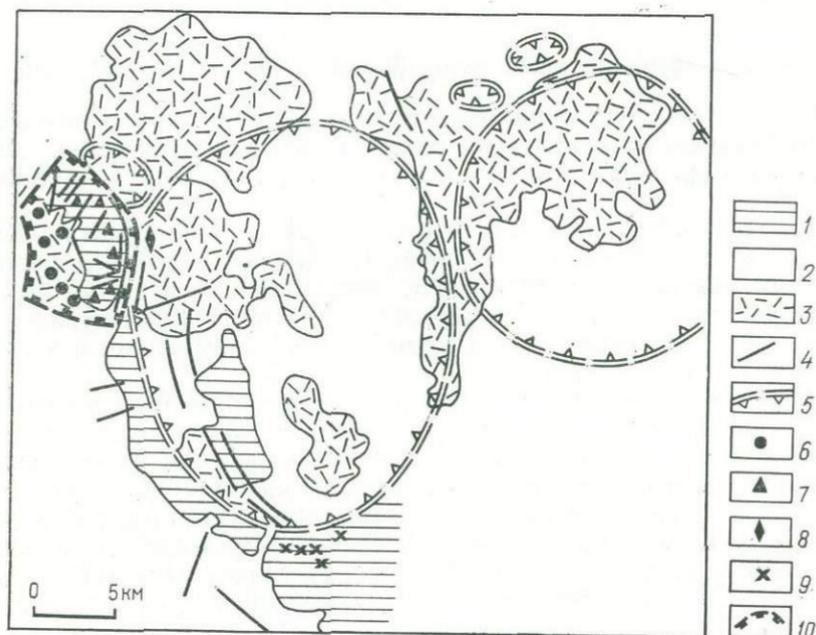


Рис. 11. Геолого-структурная схема участка Томас Рейндж и положение в нем бериллиево-флюоритового рудного района Спёр-Маунтин. По В. С. Бербанку и Р. Дж. Людке (1961 г.) и Д. Р. Шаве (1972 г.).

1 — породы докембрия и палеозоя; 2 — четвертичные отложения; 3 — третичные вулканиды; 4 — разломы; 5 — границы кальдер; 6—10 — рудные проявления: 6 — бериллия, 7 — флюорита, 8 — урана, 9 — свинца и цинка; 10 — границы рудного района

ми, среди которых преобладают риолиты. К этому горизонту приурочены месторождения бериллия.

Третичные вулканиды кальдеры Томас, по данным Д. Шаве, образовались в три стадии: 1) раннюю — лавы латитов, риодацитов, андезитов, андезито-базальтов, их туфы и агломераты. Мелкие интрузивные тела латитов и андезитов. Аналогичные породы кальдеры Дезерт, расположенной к востоку, имеют возраст 26—28 млн. лет; 2) среднюю — лавы дацитов, латитов, кварцевых латитов, риолитов и спекшиеся туфы, игнимбриты. К этой же стадии относятся тела и дайки кварцевых монцонитов и кварцевых диоритов, обнажающиеся в южной части кальдеры Томас. Абсолютный

возраст указанных пород — 20 млн. лет; 3) позднюю — контрастная ассоциация базальтов и топазсодержащих щелочных риолитов, горизонты пепловых туфов. К этой же ассоциации относится мало-мощный (около 30 м) горизонт туфов, возникших в результате подводных извержений, и подстилающие толщи риолитовых лав. Туфы интенсивно изменены и содержат в большом количестве турмалин, рутил, гранат, топаз, касситерит, апатит. Тонкозернистая основная масса туфов замещена глинистыми минералами, кальцитом, анкеритом, опалом, халцедоном, адуляром, флюоритом и берtrandитом. Топазсодержащие риолиты кальдеры Томас богаты калием, кремнекислотой (74—77%), марганцем (0,003—0,06%), фтором (0,14—0,47%), ураном (0,003%), бериллием (0,0015—0,002%), свинцом (до 0,005%) и оловом (M. H. Staatz, W. I. Carr, 1964 г.).

Интрузивные породы представлены субвулканической фацией: мелкими телами, штоками, дайками кварцевых порфиров, кварцевых латитов, дацитов. Но наиболее распространены неправильные или трубообразные тела интрузивных брекчий, которые обнажаются по периферии блока палеозойских пород. Длина этих тел до 1—2 км. Более мелкие тела и дайки такого же состава известны и внутри блока. Их размещение контролируется дугowymi разломами, обрамляющими отдельные наложенные купола. Интрузивные брекчии состоят из обломков риолита и риодацита и различных осадочных пород, главным образом доломита размером от долей миллиметра до 1—3 м; их тонкозернистая основная масса представлена вулканическим стеклом либо тонкозернистым красным доломитом. Обломки доломита в телах брекчий часто окварцованы. Соотношения обломков изверженных и осадочных пород разнообразны.

Большая часть исследователей рудного района считает, что тела интрузивных брекчий образовались в результате прорыва газов. По возрасту эти породы близки к вулканитам, изверженным во второй стадии в кальдере Томас.

Рудная минерализация располагается либо в пределах кальдер вблизи их обрамления (бериллиевая и урановая), либо в пределах поднятия вблизи кальдер (проявления флюорита).

Палеозойский блок Спёр-Маунтин, по-видимому, представляет собой относительно приподнятый секториальный блок свода. Прилегающее к нему с востока поле вулканитов представляет собой дугообразную вулканическую депрессию, обрамляющую свод. Аэромагнитная съемка и геологические наблюдения дали возможность Д. Шаве выделить здесь серию кальдер, одна из которых — кальдера Томас, примыкает непосредственно к поднятию Спёр-Маунтин. На расположение третичных вулканитов, интрузивов и минерализации главное влияние оказывают дуговые разломы, ограничивающие кальдеры, а в пределах поднятия — радиальные по отношению к своду и концентрические разломы, обрамляющие отдельные купола (см. рис. 11).

Металлогенический облик рудного района Спёр-Маунтин определяют месторождения бериллия и флюорита и в меньшей степени — урана.

Месторождения бериллия, по-видимому крупнейшие в мире, относятся к бертрандитовой формации (Роадсайд, Фиш Спрингс и др.). Они представлены крупными телами, залегающими почти согласно с вмещающими их туфами. Размеры рудных тел: до 4000 м по простиранию, 300—400 м по падению, мощность 10—15 м и более. Среднее содержание BeO — 0,5%. Кроме бериллия рудные тела содержат в значительных количествах литий, фтор, уран, цинк. Рудные тела в туфах выклиниваются по направлению на юго-запад. Д. Шаве считает, что выклинивание бериллиевых руд в этом направлении происходит в связи с уменьшением мощности туфого горизонта и исчезновением в туфах обломков доломитов.

Руды метасоматические, тонковкрапленные; размеры отдельных выделений рудных и жильных минералов не превышают 0,001 мм. Основной рудный минерал бериллиевых месторождений района — бертрандит (гельбертрандит), рассеянный в агрегатах минералов, заместивших туф: монтмориллонита, кальцита, анкерита, опала, халцедона, флюорита, адуляра. Более крупные скопления бертрандита приурочены к обломкам измененного доломита среди туфов, замещенного флюоритом, халцедоном, опалом и кальцитом. Размер таких обломков до 2 см, реже более.

Рудоконтролирующие факторы бериллиевых руд — наличие большого количества обломков карбонатных пород среди туфов, а также экранирующее влияние плотных вулканитов, залегающих в подошве и кровле рудоносного пласта. Все рудные тела расположены вблизи крупных разломов, секущих толщу вулканитов (Д. Шаве, 1978 г.).

Месторождения флюорита района Спёр-Маунтин (Лост Шип, Белл-Хилл, Хиллтон и др.) имеют второстепенное, но также промышленное значение. Они расположены в основном в палеозойском блоке Спёр-Маунтин и залегают преимущественно в карбонатных породах, реже в телах третичных интрузивных брекчий и риолитов. Форма рудных тел в основном трубообразная. Длина трубок по падению 50—60 м, сечение до 15—18 м², форма овальная, падение вертикальное, с глубиной трубки сужаются. Реже встречаются жильные рудные тела, которые приурочены к вулканитам.

Месторождения относятся к кварц-карбонат-флюоритовой формации. Они состоят на 65—95% из флюорита, глинистой массы, доломита, кальцита, минералов кремнезема. Руды многих месторождений флюорита в районе содержат включения настурана, рассеянного во флюорите. Содержание урана в них 0,03—0,33, реже 0,59%. Количество различных сульфидов, так же как и гематита, ничтожно. Из сульфидов наиболее часто встречается пирит.

Урановые проявления района (Еллоу Чиф, Гуд Вилл, Буэна № 1 и др.) расположены в зоне разлома, отделяющего палеозойский блок Спёр-Маунтин от вулканических пород кальдеры Томас,

и залегают в третичных риолитах, туфах и туфопесчаниках. Они представлены прожилками и вкрапленниками вторичных минералов урана. Уран широко распространен во всех третичных месторождениях района: бериллиевых, флюоритовых, а также в прожилках опала и халцедона, секущих вулканиты всех толщ (D. Lindsey, 1978 г.).

Отмеченная минерализация распределена в районе зонально: в пределах поднятия размещаются месторождения флюорита, которые по направлению к вулканическим депрессиям сменяются бериллиевыми и урановыми.

Глава 4. СТРУКТУРА И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ОКРАИННОМАТЕРИКОВЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ

Окраинноматериковые вулканические пояса особенно широко распространены по периферии Тихоокеанского бассейна. В этом регионе известны палеозойские (Восточно-Австралийский), поздне-мезозойские (Восточно-Сихотэалинский) и третичные (Западной Сьерра-Мадре) пояса.

ВОСТОЧНО-АВСТРАЛИЙСКИЙ ПОЯС

Окраинноматериковый палеозойский Восточно-Австралийский вулканический пояс накладывается на складчатые сооружения Тасманской складчатой области, обрамляющей с востока Австралийскую древнюю платформу. Протяженность Тасманской складчатой области превышает 3000 км. Почти такова же и протяженность вулканического пояса, так как вулканы, сформировавшиеся в орогенных условиях, отсутствуют только на юге Австралии и на о. Тасмания.

В Тасманской складчатой области выделяются две разновозрастные складчатые системы: Лакланская, прилегающая непосредственно к Австралийской платформе и замкнувшаяся в среднем девоне (в северной части — в позднем девоне — раннем карбоне), и складчатая система Новой Англии, расположенная к востоку от Лакланской и закончившая свое развитие в позднем карбоне — ранней перми (М. С. Браун и др., 1970 г.; С. Е. Колотухина, Л. И. Клаповская, А. В. Рожанец, 1974 г. и др.). Вулканические образования проявились в рассматриваемой области на различных этапах ее развития (от кембрия до поздней перми, затем в раннем триасе и юре). Широко распространены и третичные платформенные базальты.

Рассмотрим историю развития Тасманской геосинклинали. Эта геосинклиналь была заложена в кембрии на раздробленном докембрийском основании. Докембрийские породы (амфиболиты, яшмы, граувакки, метаморфические сланцы) выходят на поверхность лишь в некоторых участках рассматриваемой области. Отложения ордовика известны лишь в южной части геосинклинальной зоны, причем с запада на восток происходит смена многогеосинклинальных формаций эвгеосинклинальными. В позднем ордовике происходил орогенез Бенамбран, продолжавшийся и в силуре. Отложения силура распространены меньше ордовикских и так же, как последние, характеризуются увеличением количества вулканитов спилит-кератофировой формации по направлению с запада на восток. В силуре начал заполняться геосинклинальный прогиб в Северном Квинсленде, образовавшийся вдоль разломов Палмервилл

и Бердекин-Ривер. В конце силура проявился орогенез Баунинг, в результате которого силурийские отложения были смяты в складки и образовался ряд крупных поднятий, в том числе поднятие Анаки. В раннем и среднем девоне в западной части этого поднятия в Центральном Квинсленде образовался бассейн Драммонд. Отложения этого возраста (конгломераты, песчаники, алевролиты, прослойки вулканитов) известны также в Мельбурнском прогибе. В Северном Квинсленде в бассейне Брокен Ривер ниже- и среднедевонские отложения представлены карбонатными и терригенными образованиями, а в бассейне Ходжкинсон — алевролитами, аргиллитами, кремнистыми породами с линзами известняков и эффузивов основного состава (формация Ходжкинсон). В геосинклинали Новой Англии в течение силура и девона накапливались морские осадки, включая вулканогенные породы. В позднем девоне — раннем карбоне проявилась мощная фаза орогенеза, известного под названием Таббераббера. В связи с последней на всем протяжении Лакланской геосинклинали происходило накопление континентальных, редко морских осадков. С этим периодом связана интенсивная вулканическая и интрузивная деятельность, особенно в южной части Лакланской складчатой системы, где образовались многочисленные вулканические купола и кальдеры, различные кольцевые структуры. В Северном Квинсленде замыкание геосинклинали произошло позднее, чем в южной части Лакланской области, — в позднем девоне — раннем карбоне, и широко проявленные здесь вулканиты и интрузивы имеют в основном позднекарбонный возраст. В геосинклинали Новой Англии в этот период отлагаются морские осадки (граувакки, вулканиты), заполнившие несколько трогов: Яррол, Тамуорт и трог восточного побережья Нового Южного Уэльса. На поднятиях, расположенных к западу и востоку от трогов, накапливались континентальные вулканиты и грубообломочные осадки.

В пермский период в различных зонах одновременно происходило накопление континентальных эффузивов и угленосных отложений, реже морских осадков. Крупнейшей областью накопления угленосных отложений был Сидней-Боуэнский прогиб, в нижней части разреза заполненный континентальными эффузивами и пирокластами, а в верхней — переслаивающимися морскими и континентальными глинистыми сланцами и песчаниками. В песчаниках и черных глинистых сланцах залегают битуминозные угли.

В бассейнах, расположенных к востоку от угленосного бассейна Боуэн и отделенных от последнего поднятием Яррол, в это же время накапливались преимущественно морские отложения, содержащие прослойки андезитов, базальтов, риолитов.

Позднедевонская стадия орогенного развития

Как уже упоминалось, наиболее ранняя вулканическая и интрузивная деятельность орогенного этапа в Восточно-Австралийском поясе проявилась в южной части Лакланской складчатой системы,

где магматические образования имеют позднедевонский возраст. В этой части пояса в позднем девоне происходило накопление континентальных осадков, нередко красноцветных, и частично вулканогенных толщ. Континентальные осадочные и вулканогенные породы переслаиваются в разрезе, образуя толщу мощностью до 1000 м. В центральной части шт. Виктория и на территории, прилегающей с востока к Мельбурну, широко распространены кальдерные опускания, к которым приурочены вулканиты.

Среди вулканических образований верхнего девона преобладают риолиты и риодациты, дациты и их туфы. Выше по разрезу они сменяются базальтами и андезито-базальтами. Верхняя часть разреза нередко снова представлена кислыми породами. Б. Д. Вебби (1972 г.) подчеркивает приуроченность вулканогенных толщ к тектоническим швам, разделяющим зоны раннепалеозойских прогибов и поднятий, и резкую дискордантность этих толщ по отношению к нижнему палеозою.

Интрузивные породы рассматриваемой области в большинстве случаев также имеют кислый состав. Среди них распространены адамеллиты, гранодиориты, граниты, но нередки и диориты. В ряде случаев отмечается, что интрузивы кислых пород прорывают риолиты.

Вулканогенные породы позднедевонского возраста известны также в Центральном Квинсленде в бассейне Драммонд, где они образуют полосу на границе с поднятием Анаки (к западу от последнего).

Предполагается (М. С. Браун и др., 1970 г.), что в позднем девоне и раннем карбоне вулканогенная толща перекрывала все поднятие Анаки. В прогибах, расположенных к западу и востоку от этого поднятия, накапливались морские отложения с прослоями вулканитов.

Позднекаменноугольная стадия орогенного развития

В Северном Квинсленде мощная вспышка вулканической и интрузивной деятельности имела место с позднего карбона до перми в связи с образованием и развитием свода Джоржтаун. Считается, что максимальная вулканическая активность соответствовала здесь позднему карбону (С. D. Branch, 1966 г.; И. В. Лучицкий, 1978 г. и др.).

С этим периодом магматической активности связано образование кальдер и кольцевых комплексов, а также гранитоидных интрузивов. И те и другие встречаются не только среди нижне-среднепалеозойских осадочных пород, но и в докембрийских породах массива Джоржтаун, образуя своеобразное кольцо, обрамляющее этот свод. Согласно С. Д. Бренчу (1966 г.), верхнепалеозойские вулканогенные породы и гранитоиды на этой территории занимают площадь около 35 000 км². Вулканогенные породы сложены риодацитовыми спекшими туфами, риолитами, реже трахиандезитами, андезитами, базальтами. Все породы относятся к известково-ще-

лочной серии. Интрузивы представлены адамеллитами, реже гранитами и гранодиоритами.

Изучение соотношений различных изверженных пород, а также данные абсолютного возраста, опубликованные в ряде работ, показывают, что излияние магм и внедрение интрузивов гранитоидов происходили по меньшей мере в два этапа и процесс образования магматических пород продолжался более 50 млн. лет — от позднего карбона до поздней перми. Однако большая часть магматических пород имеет возраст 290—280 млн. лет (пермь).

В складчатой системе Новой Англии континентальные вулканиды этого возраста распространены незначительно. Отмечается развитие вулканогенных толщ на поднятиях в бортах торго Тамуорт, где накапливались мощные синхронные толщи полимиктовых песчаников и конгломератов с большим количеством вулканогенного материала. Трог Тамуорт дугообразно огибает сводовое поднятие Новой Англии с юга и юго-запада и, возможно, возник в связи с началом сводообразования в раннем карбоне.

Пермская стадия орогенного развития

Вулканиды и интрузивные породы пермского возраста широко распространены в складчатой системе Новой Англии. В Центральном Квинсленде (к югу от свода Джоржтаун) пермские вулканиды образуют два узких линейных пояса, примерно параллельных простиранию складчатости и разделенных узким поднятием, сложенным гранитоидами. Вдоль побережья здесь преобладают риолиты, а западнее развиты андезиты. Прослой базальтов и спилитов того же возраста отмечаются в морских осадках вдоль побережья. Интрузивные породы представлены адамеллитами, гранодиоритами, реже гранитами и диоритами.

Нижнепермские вулканические породы обнажаются вдоль восточного борта Сидней-Боуэнского прогиба (переслаивающиеся риолиты, трахиты, андезиты). Одновозрастные вулканиды в виде некков, силлов и лавовых покровов встречаются и в угленосных отложениях Сиднейского бассейна.

В трогах Яррол и Тамуорт верхнепермские вулканиды представлены андезитами и базальтами, образующими мощные толщи (до нескольких тысяч метров). Для поднятия Южное побережье — Новая Англия характерны поля вулканидов кислого состава (риолитов, кварцевых порфиров и их туфов), но местами встречаются и породы среднего состава. Характерная черта магматизма складчатой системы Новой Англии — широкое развитие небольших серпентинизированных ультраосновных пород пермского возраста. С ними связаны небольшие коренные и россыпные проявления хрома, платины, осмия, иридия и никеля.

В складчатой системе Новой Англии известны отдельные тела гранитов и поля вулканидов триасового и юрского возраста. В Восточно-Австралийском поясе вулканические образования обычно приурочены к периферии поднятий, причем здесь происходит их

фациальная смена разновозрастными морскими отложениями в прилегающих прогибах, расположенных в фронтальной части орогена. Эти морские или переходные к континентальным отложения содержат отдельные прослои вулканических пород. Наоборот, в тыловой части поднятий располагаются прогибы с континентальными угленосными отложениями, также содержащими прослои вулканитов небольшой мощности.

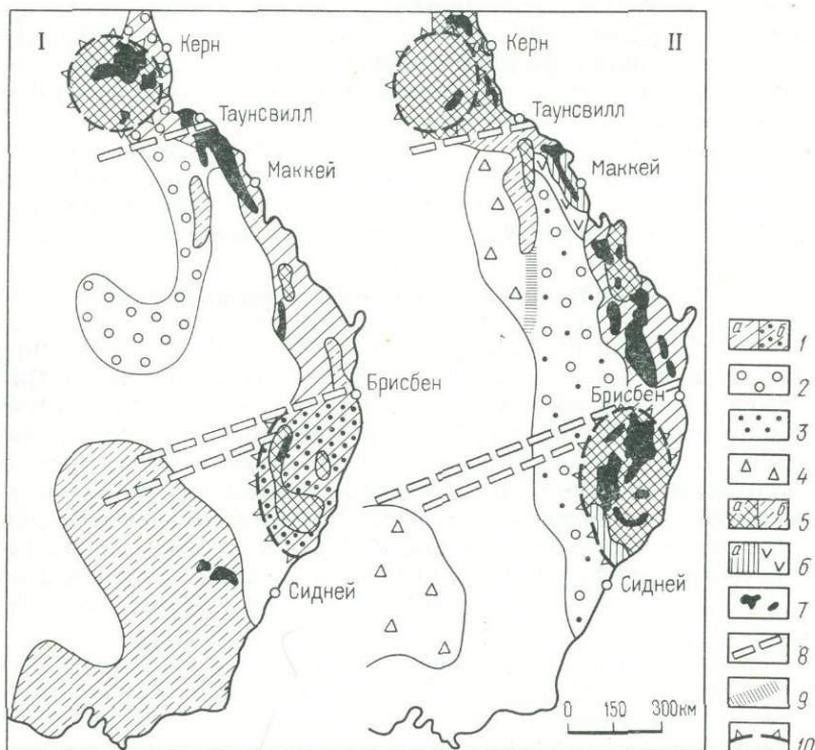


Рис. 12. Палеогеографические схемы Восточно-Австралийского вулканического пояса для карбонового (I) и пермского (II) периодов. Составила Г. А. Танаева по данным М. С. Брауна и др. (1970 г.), геологической карты Австралии масштаба 1 : 2 500 000 и др.

1 — области развития морских отложений: а — глубоководных, б — мелководных и переходных к континентальным; 2 — области накопления континентальных отложений; 3 — области накопления угленосных отложений; 4 — области накопления ледниковых отложений; 5 — области поднятий: а — интенсивных, б — умеренных; 6 — вулканические породы: а — кислого состава, б — среднего и основного состава; 7 — гранитоиды; 8 — линейменты; 9 — разломы; 10 — границы пермских сводов

Девонские вулканиты, развитые на поднятии Анаки, сопровождаются морским осадконакоплением в прогибах, расположенных к западу (бассейн Драммонд) и востоку (бассейн Боуэн) от него. Примеры таких соотношений разновозрастных пород в поперечном сечении пояса показаны на палеогеографических схемах (рис. 12).

Встречаются также вулканические поля, которые развиваются по периферии крупных сводовых поднятий и не сопровождаются накоплением одновременных морских или континентальных осадков в прогибах. Таково положение крупнейших вулканических полей блока Джорджтаун в Северном Квинсленде, сосредоточенных по периферии свода и залегающих на выступах докембрийских пород или на толщах ниже-среднепалеозойских осадков. При этом максимальное проявление эффузивного и интрузивного магматизма здесь сосредоточено вдоль границы этих двух разновозрастных групп пород, совпадающей с зоной глубинного долгоживущего разлома. Этот участок чрезвычайно насыщен и эндогенной минерализацией, особенно оловорудной.

В южной части Лакланской складчатой системы мощные толщи вулканитов кислого состава приурочены к границам поднятий и опусканий, образовавшихся в девоне.

Восточно-Австралийский вулканический пояс весьма неоднороден и в продольном направлении. На мелкомасштабных картах этого региона можно видеть два региональных глубинных разлома северо-восточного (поперечного к складчатости) простираения. Эти разломы разделяют Восточно-Австралийский вулканический пояс на три крупнейших блока, отличающихся особенностями магматизма (особенно в его вулканической форме) и металлогенной.

Для северного и южного блоков характерны калиевые вулканиты и гранитоиды среднего и кислого состава. Главные месторождения этих блоков — оловорудные. В центральном блоке преобладают натровые эффузивы, для него характерны золоторудные и медные месторождения (рис. 13). Палеогеографический анализ карбоновой и пермской стадий орогенного развития показывает, что северный блок начиная с девона, а южный — начиная с карбона были приподняты относительно центрального. В карбоне в них накапливались преимущественно мелководные морские и континентальные осадки, в то же время в центральном блоке — мощные толщи глубоководных морских осадков.

В строении Восточно-Австралийской складчатой области наблюдается отчетливая поперечная и продольная зональность. Здесь три основных пояса: фронтальный, сложенный морскими осадками; центральный, охватывающий систему поднятий, где широкое распространение получили вулканиты, и тыловой, к которому приурочены прогибы с угленосными мелководными морскими и континентальными отложениями. Так же отчетливо выделяются три крупных поперечных блока, отличающихся геологической историей, магматизмом и металлогенной.

В вулканическом поясе выделяются сводовые поднятия, контролирующие размещение вулканических полей, а также гранитоидных интрузивов. Поля вулканитов, приуроченные к кальдерам или дугообразным вулкано-тектоническим прогибам, образуют пояс в обрамлении сводов, реже заполняют кальдеры и грабены в их осевых частях. Интрузивы гранитоидов в пределах сводов занимают двойные структурные позиции. В одних случаях они груп-

пируются по периферии сводов (свод Джоржтаун в Северном Квинсленде), а в других — сосредоточены в центральных частях сводов (свод Южной Новой Англии). Своды отчетливо оконтурены системой дуговых и кольцевых разломов и расчленены ради-

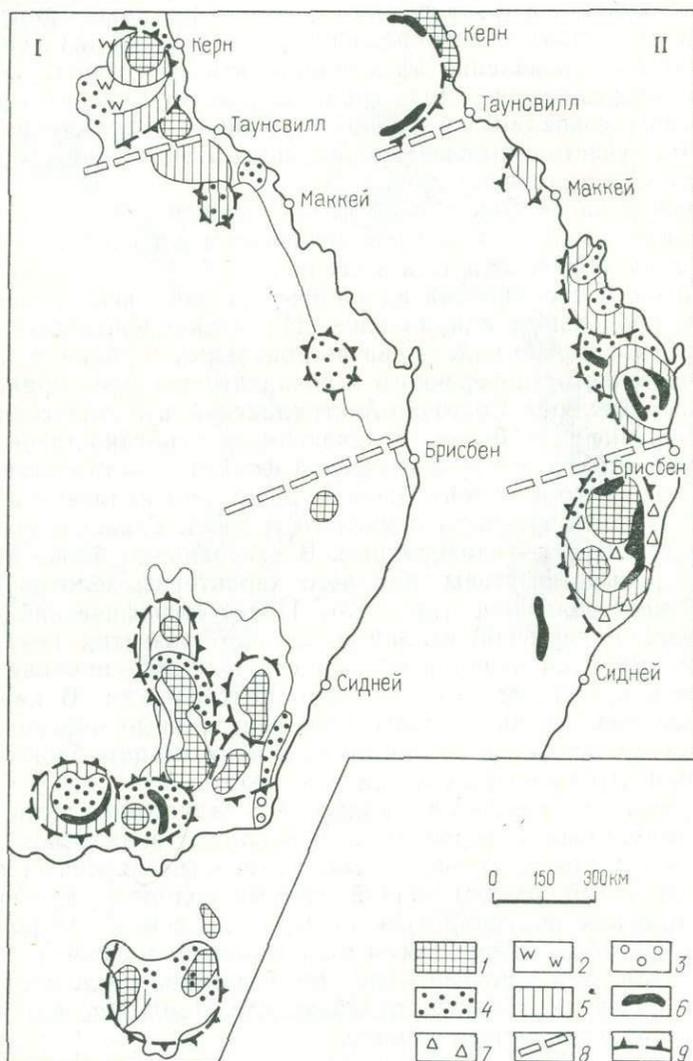


Рис. 13. Схема металлогении Восточно-Австралийского вулканического пояса для карбонового (I) и пермского (II) периодов. Составила Г. А. Тананасва по данным геологической карты Австралии масштаба 1:2 500 000 (1978 г.) и металлогенической карты масштаба 1:5 000 000 (1972 г.).

1—7 — зоны распространения эндогенных проявлений: 1 — оловорудных, 2 — вольфрамовых, 3 — молибденовых и молибдено-висмутовых, 4 — золоторудных, 5 — медных и медно-полиметаллических, 6 — полиметаллических, 7 — сурьмяных; 8 — основные разломы; 9 — границы металлогенических зон и узлов

альными разломами на секториальные блоки. Среди сквозных линейных дислокаций широко распространены поперечные разломы восточно-северо-восточного простирания. Продольные северо-западные, близкие к простиранию складчатости, разломы обычно имеют большую протяженность. Во многих случаях можно с уверенностью говорить о возникновении сводов в участках пересечений разломов этих двух систем. Сводовым поднятием, выделенным на карте гравитационных аномалий, соответствуют близкие по форме (изометричные или удлиненные) и размерам аномалии (чаще отрицательные).

Наиболее отчетливо выражены Северо-Квинслендский свод, имеющий в поперечнике 300 км, Маунт-Морган-Рокгемптон, размеры которого 300×150 км, Бундабергский размером 300×150 —200 км и самый крупный свод Новой Англии размером 500×250 —300 км. Несколько сводов выделяются в южной части Лакланской складчатой системы. Последние почти всегда изометричны и небольших размеров. Указанные своды контролируют и размещение минерализации. Помимо сводов в Восточно-Австралийском вулканическом поясе выделяются и линейные грабены, заполненные вулканитами (грабен вблизи г. Маккей).

Морфоструктурные особенности пояса

Анализ структурных форм рельефа Восточной Австралии позволяет получить дополнительную информацию о структурах, возникших в условиях палеозойской тектоно-магматической активизации. В современном рельефе восточной окраины Австралии доминирует Большой Водораздельный хребет. Он отличается средними высотами, плоскими вершинами, с крутым, сильно расчлененным восточным и пологоступенчатым западным склонами. В качестве основных структурных элементов здесь выделяются крупные мегаблоки, разграниченные гипсометрическими перегибами, и локальные блоки, которые трассируются узкими поперечными долинами рек, расчленяющими хребет, и сквозные зоны разломов, подчеркивающиеся параллельными долинами рек.

На морфоструктурной схеме (рис. 14) прежде всего выступает дугообразный приподнятый пояс, осложнивший восточную и юго-восточную окраины Австралии. Длина пояса около 400 км. Наиболее крупные линейные дислокации, проявленные в рельефе в виде тектонических уступов, расчленяют пояс на три мегаблока, каждый из которых выделяется своеобразным типом рельефа и положением гипсометрического уровня. Самый северный, относительно пониженный и просто построенный мегаблок I ограничен зоной разломов на широте г. Порт-Дуглас. Длина его 600 км, ширина 120—200 км. Северный блок осложнен дислокациями меридионального простирания и крупной овальной структурой того же простирания. Относительно приподнятый мегаблок II, занимающий среднюю часть пояса, по длине достигает 1400 км, а по ширине — 500—800 км. Южный наиболее приподнятый мегаблок III име-

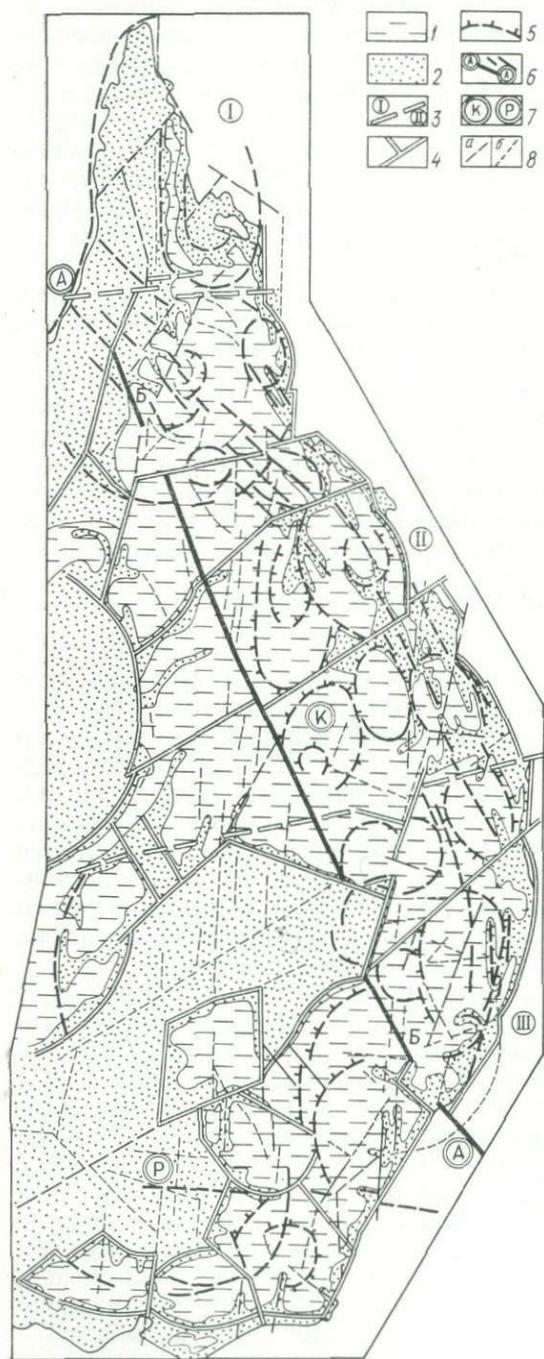


Рис. 14. Схема тектонических элементов современного рельефа Восточной Австралии. Составила Н. Т. Кочнева.

1 — область, расположенная выше гипсометрического уровня 200 м; 2 — область, расположенная ниже гипсометрического уровня 200 м; 3 — границы мегаблоков; 4 — границы отдельных блоков; 5 — границы кольцевых структур; 6 — зона сквозных разломов; 7 — обозначения структур, унаследованных от палеозойского времени; 8 — разломы: а — главные, б — второстепенные

ет длину около 2000 км при ширине 200—500 км. Граница между средним и южным мегаблоками проходит по тектонической зоне крупных разломов субширотного простирания, расположенной чуть севернее г. Брисбен. В свою очередь, каждый из этих двух мегаблоков (II и III) расчленен поперечными дислокациями на ряд более мелких. Очертания блоков, их формы позволяют предполагать, что они расположены по периферии двух крупных кольцевых сооружений. Одно из них, вероятно, гигантская округлая структура, восточная граница которой подчеркивается дугообразным рисунком береговой линии. Другая, дочерняя, расположена в южной части территории. На наличие кольцевых структур указывает также система радиальных дислокаций, которые в большинстве своем одновременно являются и границами выделенных блоков. Предполагаемые кольцевые структуры хорошо видны также на гравиметрической карте Австралии.

Внутри пояса кроме радиальных дислокаций выделяются и концентрические элементы строения крупного сооружения. К их числу можно отнести крупную зону сквозных разломов (А—А). Длина этой зоны около 2000 км, ширина 100—200 км. В современном рельефе она выступает как зона опусканий, осложненная серией линейных депрессий и валов. Крупные реки, расположенные в пределах этой зоны, в большинстве своем подчинены ее простиранию (реки Гильберт, Бердекин, Айзекс, Брисбен и др.). Долина крупной р. Маккензи в водораздельном хребте в пределах зоны А—А образует резкие аномальные изгибы. Следует отметить, что не только реки, но и хребты имеют в пределах зоны совпадающие простирания. Эта зона отличается наибольшей расчлененностью. Вдоль нее выделяется непрерывная цепь овальных сооружений. Вместе с крупным тектоническим нарушением Б—Б сквозная зона разломов оконтуривает сегмент с совершенно особым строением. Этот сегмент, вероятно, также является частью крупной кольцевой структуры. Он отличается расчлененностью, внутри него сконцентрировано наибольшее число кольцевых структур. Самая крупная концентрическая структура расположена в северной части сегмента. Все остальные, меньшие по размерам, размещаются внутри сегмента и образуют три пояса, один из которых приурочен к зоне А—А. В этой зоне отчетливо выделяются узкие линейные впадины, хорошо выраженные в современном рельефе.

Структуры двух других поясов также имеют в плане форму овалов, вытянутых в меридиональном направлении. Осложняющие их центральные впадины имеют округлую форму. Кроме того, кольцевые структуры этих двух поясов сильно деформированы. Наблюдается перекрытие их кольцевыми структурами зоны А—А. На юге пояса (в Большом Водораздельном хребте) приподнятые блоки группируются в дугообразную цепочку, расположенную вокруг депрессионной зоны Риверина. Кольцевая структура (Р) хорошо подчеркивается радиальным рисунком, созданным притоками крупной р. Муррей. Внутри приподнятых блоков выделяются округлые структуры, которые в основном имеют форму пологих

сводов, не осложненных центральными впадинами. Вдоль цепочки блоков проявлена дислокация дугообразной формы.

Помимо меридиональной зоны на территории поясов известны крупные дислокации северо-восточного, северо-западного и широтного простираний. Отчетливо выделяющийся дугообразный приподнятый пояс расчленен на три разновысотных мегаблока. Сравнение с палеогеографическими данными показывает, что заложение сегмента К и кольцевого сооружения Р, вероятно, связано с палеозойской эпохой тектоно-магматической активизации. Так, в пределах сегмента К размещены все магматические проявления и рудные месторождения карбонового и пермского, а в пределах кольцевой структуры Р — девонского возраста. Большинство кольцевых сооружений, выделенных по палеогеографическим данным, совпадает с теми, которые нашли отражение на схеме тектонических элементов современного рельефа. Интересно, что наиболее крупные месторождения карбонового и пермского возраста приурочены к дугообразной зоне сквозных разломов.

Металлогенические особенности пояса

В Восточно-Австралийском вулканическом поясе выявлены месторождения олова, золота, серебра, меди, свинца и цинка, вольфрама, молибдена, висмута, сурьмы, ртути, урана, хромитов. Из них преобладают месторождения олова и золота. Месторождения олова по ассоциации с вулканическими или плутоническими комплексами пород разделяются на два типа: вулканический и плутонический. К вулканическим нами отнесены месторождения хлоритового типа касситерит-силикатно-сульфидной (месторождения Северного Квинсленда и частично Новой Англии) и касситерит-сульфидной (Ренинсон-Белл в Тасмании) формаций и топазового типа касситерит-кварцевой формации (Маунт-Бишоф в Тасмании). К плутоническим относится подавляющая часть месторождений касситерит-кварцевой (грейзеновой) формации, широко распространенных в пределах всего вулканического пояса. Подавляющая часть их мелкие, но с ними нередко связаны промышленные россыпи. К плутоническим относятся также скарновые и касситерит-силикатно-сульфидные месторождения олова.

Возраст месторождений олова в Восточно-Австралийском поясе различен. Наиболее древние из них известны на Тасмании. Абсолютный возраст поздних даек кварцевого порфира месторождения Ренинсон-Белл 355 млн. лет, грейзенизированных даек месторождения Маунт-Бишоф — также 355 млн. лет, а месторождения Блю Тир — 370 млн. лет. Возраст оловоносных гранитов Северного Квинсленда 290—300 млн. лет (С. D. Branch, 1966 г.). Самые молодые оловорудные и вольфрамовые месторождения известны в пределах складчатой системы Новой Англии. Здесь возраст гранитов, вмещающих эти месторождения, позднепермский (240 млн. лет). Эти месторождения являются комплексными оловянно-воль-

франово-висмутовыми и относятся к касситерит-вольфрамит-кварцевой и вольфрамит-кварцевой формациям.

На рассматриваемой территории широко распространены месторождения золота. Среди них выделяются золото-кварцевые малосульфидные, золото-сульфидные (золото-теллур-медные) и золото-серебряные. Они относятся к вулканогенному типу. Наибольшее практическое значение имеют месторождения золото-сульфидного типа, а среди них золото-медные (Маунт-Морган) и золото-висмутовые (Биггенден). Эти месторождения располагаются в складчатой системе Новой Англии и имеют позднепермский возраст. В южной части Лакланской складчатой системы известны многочисленные месторождения и проявления золото-кварцевой формации (с пиритом и небольшим количеством галенита и сфалерита) и золото-сурьмяные девонского возраста.

Уже упоминалось, что в Восточно-Австралийском вулканическом поясе выделяются три крупных поперечных блока с различной металлогенической специализацией, разделенные глубинными разломами, поперечными к складчатости (см. рис. 12). Северный и южный блоки характеризуются преобладанием оловорудной и вольфрамово-оловянной минерализации при подчиненной роли золоторудной, сурьмяной и полиметаллической, центральный блок — золоторудной, медной и золото-серебряной минерализаций.

Выделенные блоки отличаются также и характером гравитационных аномалий: отрицательными (до 60 мгл) в оловоносных блоках и положительными (20—40 мгл) в золотоносных. Особенности магматизма и гравитационного поля блоков с различной металлогенией, по-видимому, обусловлены неодинаковым строением земной коры этих блоков.

В продольных поясах Восточно-Австралийской складчатой области (фронтальном, центральном, тыловом) также устанавливается неодинаковый набор полезных ископаемых. В центральном вулканическом поясе, представляющем собой цепочку поднятий, сосредоточена вся основная минерализация, в особенности олова, вольфрама и золота. Фронтальный пояс, сложенный верхнепалеозойскими морскими осадками, обычно лишен эндогенных проявлений. В тыловом поясе сосредоточены угленосные и нефтеносные континентальные и морские осадки и в небольших количествах проявлены ртуть и полиметаллы.

Размещение минерализации в поясе контролируется сводовыми поднятиями. Наиболее крупные рудные районы и узлы расположены на пересечении дуговых разломов с радиальными и особенно сквозными линейными дислокациями. В оловоносном блоке Северного Квинсленда оловорудные узлы и пояса тяготеют к периферии свода Джоржтаун, образуя широкий концентрический пояс по его периферии. В этом поясе присутствуют также медные и полиметаллические проявления, приуроченные к периферии рудных узлов и полей. Реже проявления олова встречаются в центральных частях сводов, они, как правило, относятся к касситерит-кварцевой формации и имеют незначительные масштабы. Во внешней зоне

сводов, несущих оловорудную минерализацию, встречаются проявления золота (обычно мелкие), а также меди, сурьмы и флюорита. В золотоносном блоке месторождения золота приурочены либо к кольцевым зонам разломов, расположенным по периферии сводов, либо вблизи осевых вулканогенных грабен. Внешние пояса в золотоносных сводах содержат проявления золото-сульфидной формации, меди, сурьмы, свинца и серебра.

Таким образом, в размещении рудной минерализации в Восточно-Австралийском вулканическом поясе выявляются некоторые закономерности. Наличие крупных поперечных блоков с разной геологической историей и магматизмом определяет здесь положение металлогенических провинций, отличающихся типом минерализации. В одних провинциях ведущие металлы — олово и частично вольфрам, а в других — золото. Продольная зональность складчатой области выражается в наличии трех продольных поясов: безрудного, центрального — многометального (оловянно-вольфрамово-золото-медного) и тылового — с проявлениями ртути, свинца и цинка и месторождениями угля и нефти. Внутри рудных поясов наложенные сводовые поднятия контролируют расположение основных месторождений, определяя концентрическую зональность в их размещении.

Золоторудный район Маунт-Морган

Золоторудный район Маунт-Морган расположен в пределах свода Маунт-Морган-Рокгемптон, который расположен примерно в средней части золотоносного сегмента Восточно-Австралийского вулканического пояса (рис. 15).

Площадь рудного района совпадает с упомянутым сводом, имеющим овальную форму. Его длинная ось достигает 300 км и ориентирована в северо-западном направлении. Крайняя северо-восточная часть свода скрыта под водами Кораллового моря.

Структура фундамента разнородна и осложнена радиально-концентрическими внутренними дислокациями. В северо-восточной и северной частях свода обнажаются додевонские осадочные и метаморфические породы (сланцы, кварцевые граувакки, гнейсы, мраморы) Берегового поднятия. В центральной части преобладают девонские, реже силур-девонские и карбоновые морские отложения геосинклинального трога Яррол, содержащие слон андезитов, дацитов и их туфов, прорванные гранитоидами. В западной части свода главное значение имеют континентальные и вулканогенные нижне- и реже верхнепермские отложения бассейна Боуэн.

По периферии свод ограничен системами дуговых разломов. Последние контролируют размещение пермских вулканических полей и впадин с грубообломочными континентальными отложениями, а также интрузивных тел, которые концентрируются в местах пересечения дуговых и радиальных разломов. В северо-восточной части свода также прослеживаются дугообразные разломы, вдоль

которых расположены отдельные поля вулканитов как пермских, так и более молодых (триасовых, меловых) (см. рис. 15).

Кроме дуговых и радиальных (по отношению к своду) разломов большое значение в размещении магматических тел в эндогенной минерализации имеют многочисленные разломы северо-восточного простирания, поперечные к складчатости.

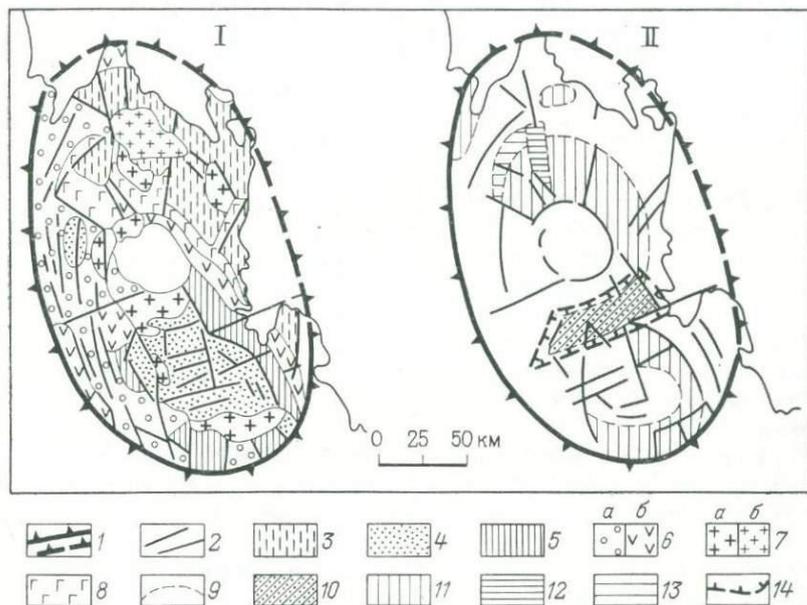


Рис. 15. Геолого-структурная схема (I) и схема пермской металлогении (II) свода Маунт-Морган-Рокгемптон. Составила Г. А. Тананаева по данным геологической карты Австралии масштаба 1 : 2 500 000 (1978 г.).

1 — контуры свода; 2 — разломы; 3 — выходы докембрийских пород; 4 — выходы девонских осадочных и магматических пород; 5 — карбоновые вулканогенно-осадочные отложения; 6 — пермские отложения: а — моласса, б — вулканиты; 7 — гранитоиды: а — пермские, б — мезозойские; 8 — пермские гарцбургиты; 9 — границы металлогенических зон; 10—13 — зоны с преобладанием рудных проявлений: 10 — золото-теллуру-медных, 11 — золото-кварцевых, 12 — хромовых, 13 — никелевых (кора выветривания); 14 — контуры рудного района Маунт-Морган

В центральной части свод осложнен депрессией, имеющей округлую форму с диаметром около 40 км. Юго-восточная часть свода, отделенная от северо-западной поперечным разломом северо-восточного простирания, судя по расположению разновозрастных пород, а также разломов и интрузивных тел, представляет собой приподнятый блок.

Магматические породы карбонового и пермского возраста в районе Маунт-Морган распространены широко и представлены двумя основными группами пород: 1) ультраосновными, сосредоточенными в центральной части свода по периферии депрессии, где их размещение контролируется радиальными дуговыми раз-

ломами; 2) гранитоидами, среди которых преобладают тоналиты и гранодиориты.

Ультраосновные породы образуют несколько крупных (до 50 км в длину) и большое число мелких линзовидных тел, тяготеющих к зоне дугового разлома вблизи центральной части свода. Эти породы интенсивно серпентинизированы, особенно в краевых частях массивов, и пересекаются многочисленными дайками базальтов и диаллаговых габбро. Гранитонды распространены шире, чем ультраосновные породы, и представлены несколькими массивами, занимающими площади 200—400 км². По составу среди них преобладают тоналиты и гранодиориты, реже встречаются габбро, диориты и адамеллиты и еще реже граниты. Большинство массивов однофазны, лишь некоторые массивы гранодиоритов включают небольшие тела более поздних габбро и гранитов.

Для большинства магматических пород района характерно преобладание натрия над калием, значительное в девонских породах и небольшое — в более молодых. Существенно калиевые граниты появляются по периферии свода в крайней северной и южной частях и имеют послепермский возраст (A. G. Kirkegaard a. o., 1970 г.). Внутри свода широко распространены позднепермские дайки, концентрирующиеся в нескольких полях в различных частях района. Особенно много даек в пределах рудного поля Маунт-Морган.

В рудном районе ведущая роль принадлежит золоторудным месторождениям, в меньшей мере — медным и молибденовым. Золоторудные проявления образуют два дуговых пояса, один из которых расположен в обрамлении центральной кальдеры, а второй — по периферии локального свода. В обоих золоторудных поясах преобладает золото-кварцевая минерализация. В краевой части свода развиваются проявления меди, реже свинца и цинка. С ультраосновными породами, обнажающимися в обрамлении центральной кальдеры, связаны проявления хрома, а также никеленосные коры выветривания.

Рудное поле Маунт-Морган расположено в зоне обрамления центральной кальдеры в пределах приподнятого блока, отделенного от остальной части свода поперечными разломами северо-восточного простирания (линеament Фицрой). Этот поперечный разлом и контролирует размещение основных золоторудных проявлений. Через рудное поле, кроме того, прослеживается зона регионально-го разлома северо-западного простирания.

Площадь рудного поля сложена разновозрастными породами от девонского до юрского возраста. Среди них выделяются интрузивные, вулканические и осадочные образования. Магматические породы района исключительно разнообразны и относятся к двум возрастным группам — позднедевонской и позднепермской. Непосредственно в рудном поле Маунт-Морган обнажается крупный девонский массив гранитоидов, известный под названием батолита Маунт-Морган. В его составе преобладают тоналиты, но известны также тела габбро, диоритов, трондьемитов, гранитов и аляс-

китов. Абсолютный возраст тоналитов 320 млн. лет (A. W. Webb, Mc Dougall, 1968 г.). К. Д. Корнелиус (1967 г.) считает, что близкий к этому возраст имеют и вулканические породы, слагающие узкие полосы северо-западного простирания (вулканические коридоры). Среди этих пород наиболее распространены туфы и лавы риолитов, а также субвулканические тела риолитов и кварцевых латитов.

По периферии рудного района обнажается несколько небольших однофазных массивов гранодиоритов, тоналитов и габбро. Их позднепермский возраст устанавливается по геологическим данным, а для некоторых пород определен и абсолютный возраст. Например, породы массива Боулдер, расположенного к северу от месторождения Маунт-Морган, имеют возраст 235 млн. лет (A. G. Kirkegaard а. о., 1970 г.). Позднепермские дайки представлены синит-диоритами, порфировыми трахиандезитами, габбро и диоритовыми порфиритами.

Среди эндогенных проявлений в рассматриваемом рудном районе наиболее распространены золото-теллур-медные, а также золото-кварцевые, реже медные и молибденовые. В рудном районе намечаются два пояса наибольшей концентрации проявлений. В краевой зоне упомянутой выше центральной кальдеры преобладают месторождения золото-теллуrowые и месторождения и рудопроявления, относящиеся к золото-сульфидной формации. Некоторые проявления этого пояса залегают в серпентинитах. Около них имеются и аллювиальные россыпи. Внутри центральной кальдеры располагаются золото-кварцевые малосульфидные проявления. По периферии рудного района распространены медные и медно-полиметаллические сульфидные проявления, не содержащие золото и теллур.

Геология месторождения Маунт-Морган хорошо описана в зарубежной и советской литературе. Это месторождение относится к крупным. В 1882—1968 гг. из руд этого месторождения было добыто 220 т золота, 314 тыс. т меди, 2,3 т серебра и 550 тыс. т пиритового концентрата. Руды месторождения содержат также значительное количество теллура и селена, немного висмута, которые добываются попутно с медью.

Породы, вмещающие месторождение, представлены риолитами и туфами с подчиненным количеством андезитов, кремнистых сланцев и полосчатых известняков девонского возраста, слагающих узкую полосу северо-западного простирания внутри гранитоидов. По существу это тектоническая зона, которая трассируется в интрузивном массиве линейной зоной ксенолитов. Она называется австралийскими геологами рудным коридором в безрудных тоналитах девонского батолита Маунт-Морган. К северу от этой полосы ксенолитов, вмещающей месторождение, расположена вторая полоса аналогичных пород — коридор Мунган.

Месторождение Маунт-Морган приурочено к трубке вулканических брекчий, расположенной на пересечении упомянутой полосы

(рудного коридора) с крупным сбросом северо-восточного простирания. К. Д. Корнелиус (1967, 1969 гг.) отмечает, что по этому сбросу происходили многократные подвижки, как дорудные, так и послерудные. Ширина зоны сброса 200—300 м. В этой зоне располагаются тела позднедевонских интрузивов трондьемитов, девонские и раннеюрские вулканиты. В рудном поле Маунт-Морган есть еще семь, но безрудных брекчиевых трубок. Рудная трубка месторождения Маунт-Морган прослежена на глубину 300 м, ниже которой она срезается послерудным сбросом.

Месторождение представлено двумя крупными трубообразными рудными телами, общая площадь которых на горизонте 90 м почти 77 тыс. м² (320×240 м). Руды имеют брекчиевые текстуры. Обломки серпентинизированных и окварцованных пород сцементированы и частично замещены сульфидами, среди которых преобладает пирит. Содержание золота в руде 6,2 г/т, меди 0,6%, серы 12%.

Массивные рудные залежи сопровождаются многочисленными ответвлениями и имеют весьма неправильную форму. Они сопровождаются внешним ореолом прожилковых и вкрапленных руд. Существует прямая зависимость между степенью брекчирования и интенсивностью оруденения. Максимальны они в центре рудного тела и уменьшаются к его периферии.

Минеральный состав руд месторождения Маунт-Морган сложен. Всего установлено около 50 гипогенных и гипергенных минералов. Главные из них — пирит, пирротин, халькопирит, магнетит, сфалерит и кварц. Среди второстепенных рудных гипогенных минералов присутствуют галенит, борнит, халькозин, дигенит, висмутин и самородный висмут, петцит, гессит, калаверит, сильванит, тетрадимит, теллуrowисмутин, тетраэдрит, касситерит, молибденит, колорадонит, кубанит. Сульфидные минералы составляют 35—45%, а магнетит около 5% рудной массы.

Руды месторождения сформировались в четыре стадии минерализации. В первой стадии минерализации золото рассеяно в пирите в виде субмикроскопических частиц. Во вторую стадию отложилась основная часть халькопирита, а золото образует тонкие прожилки в пирите. В третью стадию произошло образование теллуридов золота, висмута, висмута, серебра, ртути и небольшое количество халькопирита. На месторождениях отмечена мощная «железная шляпа», выделяются участки, обогащенные супергенным золотом, однако зона вторичного медного обогащения проявлена слабо.

Гидротермальные изменения вмещающих пород на месторождении проявлены интенсивно. Рудные тела окружены ореолом серицит-кварцевых метасоматитов с небольшим количеством пирита. Во внутренней зоне ореола мощностью 30 м преобладает мелкозернистый кварц. Внешняя зона шириной 100—150 м сложена кварц-серицитовой породой, содержащей незначительную вкрапленность пирита. Руды месторождения образовались почти исключительно метасоматическим путем. К. Д. Корнелиус и другие ис-

следователи считают оруденение месторождения Маунт-Морган позднепермским и предполагают наличие под месторождением нескрытого массива гранитоидов.

Оловорудный район Гербертон-Маунт-Гарнет

Типичный оловорудный район Восточно-Австралийского вулканического пояса Гербертон-Маунт-Гарнет расположен в северо-восточной части сводового поднятия Северного Квинсленда, которое было охарактеризовано при описании вулканического пояса. Это поднятие образовалось в раннем карбоне — поздней перми. Оно охватывает краевую часть докембрийского массива, известного в литературе под названием блок Джоржтаун, и частично ниже-среднепалеозойское складчатое обрамление этого массива. Воздымание рассматриваемой территории началось, по-видимому, еще в позднем девоне: в бассейнах по периферии свода в этот период накапливались мелководные морские, а временами и континентальные осадки. Интенсивная вулканическая и интрузивная деятельность проявилась здесь в карбоне и продолжалась в перми.

Главный метод выявления локальных структур в пределах свода — изучение особенностей размещения разломов, трещиноватости, дайковых поясов, полей вулканитов, интрузивных тел, а также рудной минерализации. По этим данным можно выделить на рассматриваемой территории локальный свод, названный нами сводом Гербертон-Альмаден (рис. 16). Оловорудная минерализация оказалась сконцентрированной в пределах наиболее опущенного секториального блока, ограниченного радиальными разломами и дуговым, обрамляющим свод. Площадь рудного района, названного по наименованию наиболее крупных рудных полей районом Гербертон-Маунт-Гарнет, составляет около 900 км².

Локальный свод Гербертон-Альмаден приурочен к сложному тектоническому узлу пересечения глубинных разломов различных направлений. Он расположен в зоне сочленения массива докембрийских пород, обнажающихся в юго-восточной части Северного Квинсленда, с толщей нижнепалеозойских отложений: песчаников, сланцев, яшм, мраморов и эффузивов, обнажающихся на северо-востоке района. Эта зона сочленения известна в литературе как разлом Палмервил, или линия Тасман. В пределах свода отчетливо проявлены также субмеридиональная и субширотная зоны повышенной трещиноватости и часть кольцевого разлома, ограничивающего свод в целом (см. рис. 16). По периферии свода располагается концентрический пояс позднепалеозойских даек, которые образуют несколько радиальных по отношению к своду полей. Отдельные кальдеры и кольцевые вулкано-плутонические структуры группируются в широкий краевой пояс свода, в средней части которого располагается центральная кальдера. Интрузивные массивы сложены телами гранитоидов позднекарбонного — раннепермского возраста. Большая их часть относится к оловоносным лейкокатровым адамеллитам формации Элизабет-Крик.

Выходы нижнепалеозойских осадочных пород известны лишь на северо-востоке свода, на остальной же его части отмечены в незначительных количествах. Они занимают характерную позицию: слагают дугообразные и концентрические по форме ксенолиты шириной 1—5 км, расположенные в обрамлении отдельных каль-

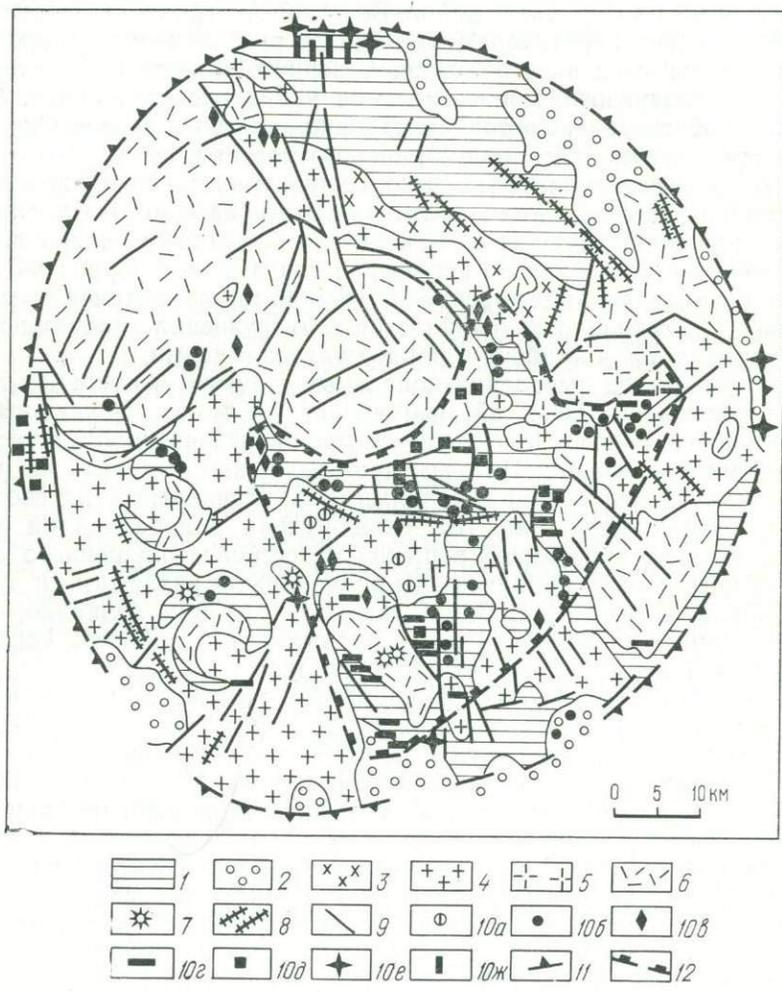


Рис. 16. Геолого-структурная схема рудного района Гербертон-Маунт-Гарнет. Составила Г. А. Тананаева по данным Р. Кейзера (1964 г.) и Д. Х. Блэка (1972 г.).

1 — осадочные породы формации Ходжинсон (силур—девон, реже карбон); 2 — аллювий; 3 — позднермские граниты формации Уотсонвилл; 4 — оловоносные граниты Элизабет-Крик (С); 5 — среднепалеозойские гранитоиды; 6 — кислые вулканиты верхнекарбонного и нижнепермского возраста; 7 — вулканические жерла; 8 — дайки пермских пород кислого и среднего состава; 9 — основные разломы; 10 — основные рудные месторождения: а—б — олова; а — касситерит-силикатно-сульфидной формации, б — касситерит-кварцевой формации; в — вольфрама и молибдена; г — меди; д — золота; е — свинца и цинка; ж — сурьмы; 11 — границы локального свода; 12 — границы рудного района

дер и кольцевых вулcano-плутонических комплексов. В южной части свода такую же позицию занимают выходы докембрийских пород.

В пределах свода проявился интенсивный позднепалеозойский магматизм. Кроме накопления огромных масс вулканических пород в этот период внедрились и крупные интрузивные тела. Общая последовательность образования верхнепалеозойских (в основном магматических) пород такова. В основании разреза верхнего палеозоя залегают конгломераты Сильвер Вэлли, несогласно перекрывающие докембрийские и нижнепалеозойские толщи. Выше по разрезу располагаются спекшиеся туфы кислых пород, фельзиты, агломераты, туфопесчаники, туфы и прослои лав среднего состава. Эти покровы прорваны штоками и дайкообразными телами кварцевых порфиров, абсолютный возраст которых близок к 300 млн. лет (С. D. Branch, 1966 г.). Эти породы слагают серию крупных прогибов и кальдер: Фазербэд, Наньета, Глен Гордон. Более молодые по возрасту, но тоже позднекарбоновые, небольшие тела роговообманково-биотитовых гранодиоритов Колунга. Самые нижние горизонты вулканитов прорываются также лейкократовыми биотитовыми гранитами Элизабет-Крик, которые грейзенизированы (местами альбитизированы) и содержат оловянную и вольфрамовую минерализацию. Возраст гранитов позднекарбоновый — раннепермский (290—270 млн. лет). Граниты Элизабет-Крик прорываются лейкократовыми биотитовыми адаметлитами Аталанта, представленными мелкими телами. Они завершают верхнекарбоновый магматический цикл.

Магматизм пермского периода проявлен слабее. К этому периоду относятся вулканиты кальдеры Слотер Ярд и разрозненные небольшие интрузивные тела пестрого состава. Самый крупный из пермских интрузивов — гранитный массив Уотсонвилль, расположенный к западу от г. Гербертон. Его абсолютный возраст 265 млн. лет [42]. Д. Блейк выделяет среди пермских магматических пород группу малых интрузивов, к которым он относит небольшие тела и дайки гранофилов, кварцевых диоритов, андезитов, долеритов, риодацитов. Число даек, главным образом кварцевых порфиров и в меньшей мере основных и средних пород, особенно велико на минерализованных площадях Гербертон, Уотсонвилл, Ирвинбэнк, Сильвер Вэлли.

Особое место среди магматических пород рассматриваемого локального свода занимают сложные вулcano-плутонические кольцевые комплексы. Наиболее детально из них описаны Кларет-Крик, Гаррумба, Боксвуд (С. D. Branch, 1966 г.; D. H. Blake, 1972 г.).

Кольцевой комплекс Кларет-Крик имеет в поперечнике около 12 км и залегает среди позднекарбоновых гранитов Элизабет-Крик. По периферии комплекса прослеживается неправильное кольцо осадочных пород формации Ходжкинсон. Внутренняя часть комплекса сложена штоками тоналитов и микрогранитов, а внешняя — спекшимися туфами риолитов. От штока тоналитов — микрогранитов

тов спекшнися туфы отделены кольцевой дайкой риолитов, а от вмещающих осадочных пород — кольцевой дайкой дацитов. В периферической зоне этого комплекса выявлены тела вулканических брекчий. Во всех породах комплекса, за исключением риолитовой дайки, натрий несколько преобладает над калием. С комплексом Кларет-Крик связано образование нескольких касситерит-хлоритовых проявлений, залегающих в осадочных породах.

Кольцевой комплекс Гаррумба расположен в юго-западной части рудного района, в гранитах Элизабет-Крик, вблизи кальдеры Наньета. Его размеры 5×3 км². Центральная часть комплекса сложена двумя телами сильно измененных вулканических брекчий и окружена кольцом слабо измененных осадочных пород формации Ходжинсон (песчаниками и сланцами). В кольцевой зоне между осадочными породами и гранитами Элизабет-Крик расположены тела кварцевых диоритов, оливиновых габбро, гранофилов. Контакты кольцевого комплекса с гранитами Элизабет-Крик вертикальные. Комплекс Гаррумба образовался в поздней перми. Породы, слагающие его, внедрялись последовательно: 1) вулканические брекчии и лавы центральных брекчиевых тел; 2) гранофиры; 3) диориты; 4) оливинное габбро и другие гибридные породы. К этому кольцевому комплексу приурочено несколько проявлений золота и олова. Все они расположены в кольце осадочных пород или в эндоконтактовой зоне гранитов Элизабет-Крик.

В локальном своде Гербертон-Альмаден концентрируется оруденение, среди которого преобладают проявления олова. Если рассматривать только качественные особенности распределения различной минерализации в пределах свода, то наиболее отчетливо выступает концентрическая зональность: вокруг центральной кальдеры наблюдается узкий пояс с серебряно-свинцовыми проявлениями, затем — медный и, наконец, широкий пояс оловорудных месторождений, преобладающая часть которых относится к касситерит-хлоритовому типу касситерит-силикатной рудной формации. Пояс этих месторождений приурочен к осадочным породам, но иногда распространяется и в граниты (вблизи осадочных пород). С внешней стороны к поясу оловорудных месторождений примыкает пояс, содержащий многочисленные, но мелкие проявления вольфрама, с примесью касситерита, а в северо-западной части свода, кроме того, молибдена и висмута. Таким образом, помимо отмеченной концентрической зональности в пределах свода выделяется северо-западный сектор, в котором вольфрамовые проявления с молибденом и висмутом преобладают над оловорудными.

По максимальной интенсивности оловорудной минерализации выделяется юго-восточный сектор свода, который и соответствует выделенному нами рудному району Гербертон-Маунт-Гарнет. Как уже упоминалось, рассматриваемый рудный район ограничен с северо-востока и запада радиальными по отношению к своду разломами, а с северо-запада и юго-востока — дуговыми разломами. На северо-западе рудный район примыкает к центральной кальдере.

Рудный район Гербертон-Маунт-Гарнет — крупнейший в Австралии поставщик оловянного концентрата. В 1880—1968 г. здесь было добыто около 15% австралийского олова (69 556 т из коренных рудных тел и более 38 500 т из россыпей). Попутно с оловом в районе добывались серебро, свинец, медь, в меньшей степени вольфрам, молибден, висмут и флюорит. Почти все сопутствующие металлы добываются из оловорудных месторождений.

Оловорудные месторождения района относятся к двум формациям: касситерит-кварцевой и касситерит-силикатно-сульфидной. Проявления первой формации — оловянно-вольфрамовые и большого практического значения не имеют, хотя число их весьма значительно. Они приурочены к апикальным и приконтактовым частям массива гранитов Элизабет-Крик. Проявления касситерит-силикатно-сульфидной формации имеют основное промышленное значение. Они относятся к хлоритовому типу и лишь некоторые из них содержат турмалин. В районе не известны крупные месторождения олова, но большое число мелких тел, сосредоточенных на небольших площадях, и высокие содержания в них касситерита обеспечивают значительные запасы олова.

Граниты Элизабет-Крик прорывают самые нижние горизонты вулканитов, слагающих кальдеру Фазербэд, но сами перекрываются вулканитами верхних горизонтов этой кальдеры (F. Keyser, K. Wolf, 1966 г.; I. Pliemer, 1974 г.). Многочисленные определения абсолютного возраста гранитов Элизабет-Крик указывают, что они образовались в период 300—290 млн. лет. Абсолютный возраст слюды из грейзенов близок к возрасту гранитов — 280 млн. лет (I. Pliemer, 1974 г.). Возраст вулканитов Фазербэд 265 млн. лет, т. е. они значительно моложе гранитов. В то же время в пределах вулканитов известны крупные месторождения касситерит-хлоритового типа с галенитом и сфалеритом (Довер Касл, Монтальбион, Мидас). В рудном поле Гербертон широко развиты дайки аплитов и кварцевых порфиров. По данным Р. Бленчарда (1947 г.), дайки кварцевых порфиров пересекают зоны рудоносных грейзенов, а сами пересекаются касситерит-хлоритовыми жилами.

Таким образом, можно считать, что оловорудная минерализация района пространственно и во времени связана со сложным многофазным вулcano-плутоническим комплексом и образовалась по меньшей мере в два этапа. Более ранняя из них — грейзеновая — ассоциирует с гранитоидами, более поздняя — касситерит-хлоритовая — существенно оторвана во времени от первой (на 20—30 млн. лет или более) и близка к основной массе вулканических образований, в особенности к экструзивам кварцевых порфиров и породам сложных вулcano-плутонических кольцевых комплексов. Основное оруденение здесь относится к вулканогенному типу, оно связано с экструзивной и субвулканической фациями сложных комплексов.

Месторождения олова касситерит-хлоритового типа в рассматриваемом районе в большинстве случаев связаны с телами, имеющими форму крутопадающих трубок (E. Broadhurst, 1942 г.;

R. Blanchard, 1947 г. и др.). Касситерит-хлоритовые трубки в основном залегают в осадочных породах формации Ходжкинсон и реже в гранитах. Они достигают в поперечнике 7 м и по падению 10—40 м. Форма сечений трубок круглая, овальная, реже неправильная. Большая часть из них на глубине прерывается пологими трещинами, вдоль которых прослеживаются лишь тонкие проводники касситерита с хлоритом. Последние ведут к следующей трубке, расположенной ниже пологих трещин. Расстояние между ними по вертикали различное. Серия ступенчато расположенных трубок может распространяться на глубину 200—250 м, но богатые руды встречаются в интервале 30—140 м от поверхности. Отдельные трубки прослежены до глубины 500 м (трубка Вулкан в рудном поле Ирвенбэнк). Они группируются в цепочки вдоль трещин чаще всего субмеридионального и северо-западного направлений, а наиболее крупные приурочены к пересечениям трещин. Серии трубок приурочены обычно к контактам даек кварцевых порфиров.

Трубки сложены плотной кварц-хлоритовой массой с вкрапленностью и прожилками флюорита, касситерита, вольфрамит (ферберита), серицита, пирита, пирротина, арсенопирита, магнетита, сульфидов меди, свинца, реже висмута и цинка. Количество сульфидов в трубках колеблется от 1 до 20%, нередко из них попутно с оловом добываются медь, свинец, серебро, иногда висмут. Касситерит ассоциирует с кварцем, образуя гнезда и прожилки в кварц-хлоритовой породе. Состав и строение рудных тел свидетельствуют о том, что в их образовании основная роль принадлежала метасоматическим процессам.

Трубки имеют зональное строение. В их поперечном сечении выделяются внешнее кольцо, сложенное кварц-хлоритовой породой, и внутреннее ядро, обогащенное кварцем и касситеритом. Сульфиды распределены в трубках неравномерно. Трубки, расположенные в гранитах (например, на площади к востоку от г. Гербертон), сопровождаются грейзенизацией и содержат турмалин. Они также зональны: в центре располагается кварцевое ядро, во внешней зоне — кварц-мусковитовые породы.

Рудные тела месторождений, залегающих в кальдерах, обычно имеют форму крутопадающих жил, а не трубок, в чем выражается своеобразная структурная зональность оруденения района. Основные месторождения локализованы в полосе разломов, обрамляющих центральную кальдеру. Ориентировка отдельных рудных полей обусловлена чаще всего широтной и меридиональной зонами разломов, реже радиальными и дуговыми разломами кальдеры. Узкие зоны медной и полиметаллической минерализации установлены в обрамлении центральной кальдеры и в меньшей степени по периферии других кальдер, а также по периферии рудного района. Из изложенного видно, что зональность в рудном районе Гербертон-Маунт-Гарнет концентрическая, она связана с центральной кальдерой, осложненной мелкими куполами и кальдерами.

Самое крупное по запасам олова рудное поле Гербертон. Оно расположено в восточной части района и приурочено к зоне кон-

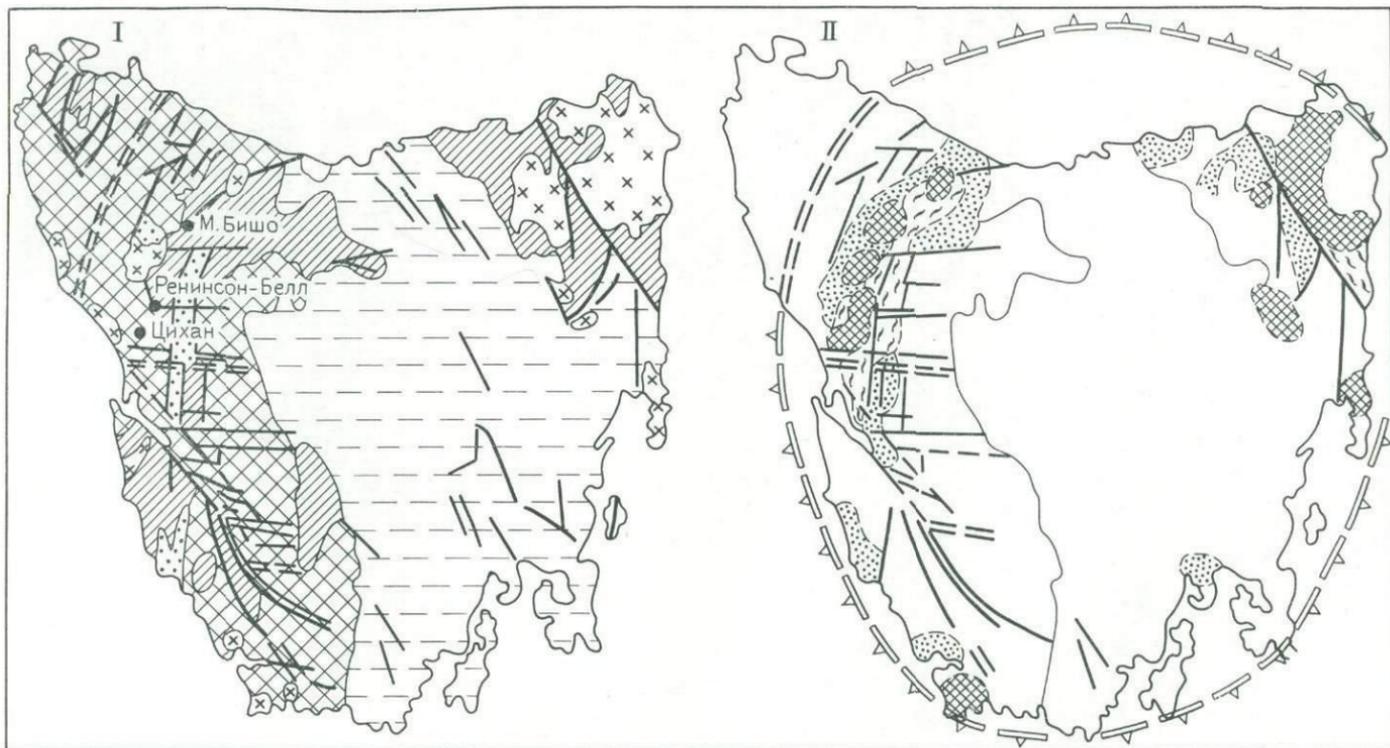
такта массива гранитов Элизабет-Крик с осадочными породами формации Ходжкинсон. Осадочные породы на 3 км от массива ороговикованы. В рудном поле развиты дайки аплитов и кварцевых порфиров, около которых на площади около 15 км² сосредоточены более 100 оловоносных касситерит-хлоритовых трубок. Часть их залегает в гранитах. Трубки содержат обильный пирит, иногда также халькопирит, реже арсенопирит, сфалерит, галенит. Характерно присутствие турмалина и флюорита. Трещины, в которых локализуются оловорудные трубки, имеют, как и большая часть даек кварцевых порфиров, субмеридиональное простирание и крутое падение. В рудном поле развиты также крупные разломы северо-восточного близширотного простирания, содержащие кварц-серицитовые и кварц-арсенопиритовые тела, жилы молочно-белого кварца и др.

В целом рудный район Гербертон-Маунт-Гарнет приурочен к наиболее опущенному секториальному блоку локального свода, осложняющего крупный свод Северного Квинсленда. Основная оловорудная минерализация расположена здесь в зоне, прилегающей к центральной кальдере, и относится к вулканическому типу. В распределении минерализации наблюдается отчетливая минеральная и структурная зональность. Минеральная зональность проявлена в увеличении количества сульфидов полиметаллов, особенно меди, а также золота в месторождениях, расположенных по периферии рудного района. Структурная зональность выражена в преобладании жильных рудных тел в вулканиках кальдер, а трубообразных — в их обрамлении. На значительном удалении от кальдер становится больше трещинных и жильных тел.

Оловорудные узлы Северо-Западной Тасмании

Тасмания находится на крайнем юге Лакланской складчатой системы. На острове обнажаются породы докембрия и нижнего палеозоя, слагающие три основные структурные единицы: антиклинорий Тайен, синклинорий Цихан и антиклинорий Роки Кейп (М. С. Браун и др., 1970 г.). Антиклинорий Тайен занимает центральную часть острова и сложен глубокометаморфизованными докембрийскими породами, смятыми в крутые складки. Центральная и восточная части антиклинория перекрыты пермскими песчаниками и юрскими долеритами платформенного чехла.

К западу от антиклинория Тайен расположен синклинорий Цихан или трог Дандас, отделенный от антиклинория системой разломов. Трог Дандас меридионального простирания, которое в северной его части сменяется на северо-восточное. Он заполнен нижнепалеозойскими породами: эффузивами, слагающими вулканическую дугу Маунт Ред (расположенную в восточной части трога), а также конгломератами, кварцитами, сланцами, доломитами, туфами, граувакками, аргиллитами кембрийского возраста, в меньшей степени отложениями ордовика, силура и девона. В северо-западной части острова расположен антиклинорий Роки Кейп,



сложенный слабометаморфизованными верхнепротерозойскими породами.

Ведущим структурным элементом о. Тасмания является Тасманский свод, который возник, по-видимому, в позднем девоне. Этот свод выявляется по концентрическому расположению разломов и дайковых поясов вокруг его центральной части, размещению позднедевонских гранитоидов и рудной минерализации (рис. 17). Тасманский свод на карте гравитационных аномалий по форме и размерам совпадает с хорошо выраженной отрицательной аномалией силы тяжести.

В северо-западной части острова, где сосредоточены основные оловорудные месторождения, Тасманский свод осложнен серией куполообразных поднятий, в ядрах которых обнажаются породы докембрия (рудные узлы Маунт-Бишоф и Ренинсон-Белл) (рис. 18). Оловорудные и оловянно-полиметаллические месторождения Западной Тасмании ассоциируют с субвулканическими телами (штоками, жерлами, дайками) кварцевых порфиров, более поздних, чем крупные массивы гранитоидов, и располагаются по периферии последних. Возраст месторождений олова близок к 350 млн. лет. Среди них преобладают месторождения касситерит-сульфидной формации. В основных рудных узлах месторождения этой формации совмещаются с оруденением других рудных формаций: касситерит-кварцевой (Маунт-Бишоф), касситерит-силикатной (Ренинсон-Белл) и скарновой (Маунт-Бишоф, Химс-Крик и др.).

Рудный узел Ренинсон-Белл приурочен к купольному поднятию площадью около 15 км², осложняющему Тасманский свод. В центральной части купола обнажаются докембрийские породы, по его периферии располагаются кембрийские аргиллиты, глинистые сланцы и песчаники, смятые в пологие складки северо-западного простирания. Среди этих отложений располагаются небольшие тела габбро кембрийского возраста. В южной части купола нижнепалеозойские породы прорваны штоком позднедевонских кварцевых порфиров, от которого отходят несколько протяженных даек северо-западного простирания. Кварцевые порфиры штока интенсивно турмалинизированы и содержат вкрапленность касситерита. Дайки кварцевых порфиров слабо турмалинизированы и в них более интенсивно проявлены серицитизация и окварцевание.

Рудное поле Ренинсон-Белл расположено в 1,5 км к северу от массива кварцевых порфиров и тяготеет к дайке того же состава. Общая площадь, занятая рудной минерализацией, 20—25 км². Преобладают касситерит-сульфидные рудные тела, в составе ко-

Рис. 17. Схема тектоники (I) и металлогении (II) свода о. Тасмания. Составила Г. А. Тананаева по данным геологической карты Австралии масштаба 1 : 2 500 000 (1978 г.).

I — докембрийские метаморфические породы; 2 — осадочные отложения кембрия, ордовика и силура; 3 — кембрийские вулканиты; 4 — мезо-кайнозойский платформенный чехол; 5 — верхнедевонские граниты; 6 — основные месторождения олова; 7—9 — зоны с преобладанием эндогенных рудных проявлений: 7 — олова, 8 — свинца и цинка, 9 — золота; 10 — основные разломы; 11 — контуры свода; 12 — границы зон

торых много пирротина. По периферии оловоносной площади развиваются проявления сульфостаннатов, обогащенные минералами серебра. Во внешней зоне рудного узла развиты свинцово-цинковые проявления. Интенсивность оруденения уменьшается по направлению от центра к периферии.

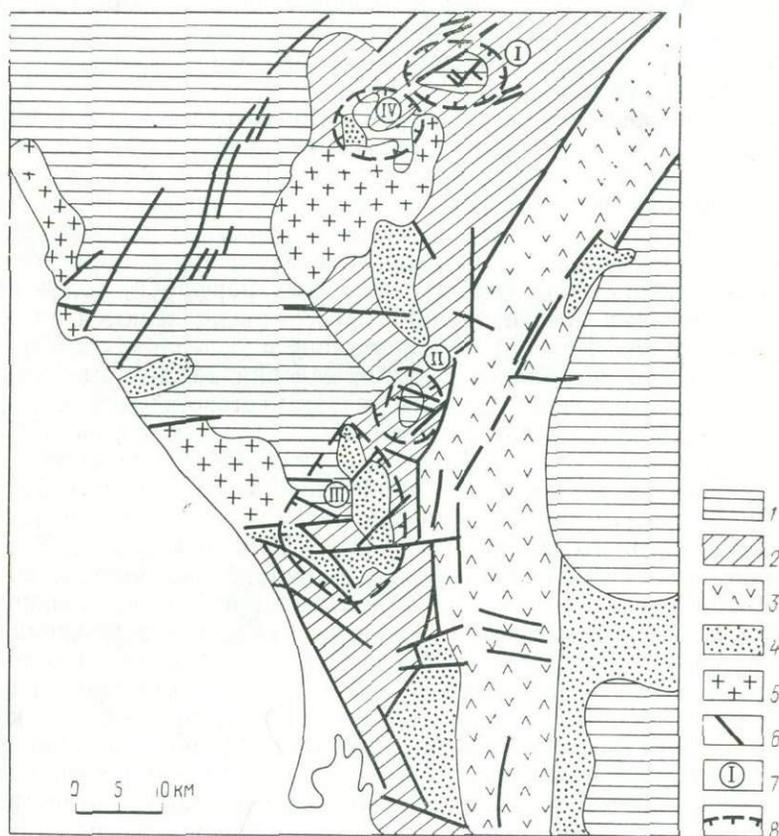


Рис. 18. Геолого-структурная схема центральной части Западной Тасмании. 1 — докембрийские метаморфические породы; 2 — осадочные отложения кембрия, ордовика и силура; 3 — кембрийские вулканиты; 4 — нижнедевонские мелководные морские песчаники и глинистые сланцы; 5 — верхнедевонские граниты; 6 — основные разломы; 7 — рудные узлы; 8 — контуры рудных узлов

Рудные тела месторождения Ренинсон-Белл располагаются в основном вдоль двух параллельных зон северо-западного простирания (согласного с простиранием пород). Главное значение имеет юго-западная рудная зона, к которой приурочены крупные рудные тела: Люкс, Монтана, Долкос, Ренинсон-Белл и др. Рудные тела делятся на два главных структурных типа: крутопадающие жильные тела (фидерс) и пологопадающие сложные линзовидные

тела (флурс), залегающие согласно с вмещающими породами. Крутопадающие жилы мощностью 1,5—3 м прослеживаются на расстоянии до одного километра, ветвятся по простиранию и падению и сопровождаются субпараллельными прожилками. Они богаче по содержанию касситерита, чем пологие тела, и содержат кварц, арсенопирит и сульфиды железа, цинка и свинца. Пологие рудные тела образовались путем замещения сланцев и сложены массивными сульфидами с вкрапленностью касситерита. Эти тела имеют неправильную линзовидную форму, их мощность до 7—10 м.

Главные минералы месторождения Ренинсон-Белл — пирротин, кварц, арсенопирит, железо-марганцевые карбонаты и марганцевистый кальцит. Второстепенные — сфалерит, галенит, халькопирит, станнын, флюорит, канфильдит, франкент. Выделяются несколько разновозрастных минеральных ассоциаций: 1) высокотемпературная, установленная в штоке кварцевых порфиров (кварц, турмалин, касситерит); средне- и низкотемпературные, развитые за его пределами: 2) касситерит-арсенопирит-кварцевая, 3) сульфидная, резко преобладающая в составе рудных тел (пирротин, пирит, арсенопирит) и 4) сульфосольная (станнын, франкент, канфильдит, карбонаты, джемсонит, пираргирит, самородные висмут и серебро).

Размеры зерен касситерита в рудах 10—100 мк, реже 1 мм. Они рассеяны в сульфидах; отмечено резкое увеличение касситерита в участках с повышенным содержанием арсенопирита. Отмечаются и тонкие кварц-касситеритовые прожилки. Среднее содержание SnO_2 в рудах месторождения 0,7—0,9%.

Рудный узел Маунт-Бишоф приурочен к куполу в нижнепалеозойских породах синклинория Дандас. Как и купол рудного узла Ренинсон-Белл, он располагается вблизи выхода докембрийских пород антиклинория Роки Кейп. Площадь купола Маунт-Бишоф около 40 км². В его центральной части обнажаются метаморфизованные сложнослоистые докембрийские породы, а по периферии — песчаники, сланцы, конгломераты нижнего палеозоя. В 6 км от рудного узла обнажается крупный массив гранитов Меридит. Под куполом вскрыт выступ сильногрейзенизированных гранитов. Породы купола разбиты системой концентрических и радиальных трещин, заполненных дайками кварц-полевошпатовых порфиров, имеющих абсолютный возраст 355 млн. лет.

Месторождение Маунт-Бишоф — полиформационное: значительная часть запасов касситерита связана с измененными (грейзенизированными) дайками кварцевых порфиров, содержащих вкрапленность этого минерала. Эту часть месторождения следует отнести к топазовому типу касситерит-кварцевой формации. Кроме оловоносных грейзенизированных даек на месторождении располагалась ныне отработанная сульфидная залежь, в которой массивные сульфиды вместе с магниезальными силикатами заместили пласт доломитов. Эта сульфидная залежь содержала до 0,6% SnO_2 . Третий тип оловянного оруденения — жильные касситерит-кварце-

вые тела с небольшим количеством сульфидов, образовавшиеся позднее массивных сульфидов [40].

В распределении эндогенной минерализации на Маунт-Бишофе наблюдается отчетливая концентрическая зональность. Оловорудная минерализация располагается в центре купола. Вокруг нее развиты мелкие серебряно-свинцово-цинковые проявления, образующие в целом широкий пояс. В оловорудной зоне по направлению к южному краю купола наблюдаются уменьшение в рудных телах количества пирротина и увеличение пирита, сфалерита, галенита и особенно джемсонита. Установлено также, что пирротин внутренней зоны содержит большее количество кобальта и меньше — никеля, чем пирротин внешней зоны.

Сходную структурную позицию занимает касситерит-сульфидное месторождение Маунт-Кливленд, которое находится в 10 км к западу от месторождения Маунт-Бишоф. Рудный узел Маунт-Кливленд также приурочен к куполу, в ядре которого обнажаются породы докембрия и верхнедевонские граниты, а по периферии располагаются отложения нижнего палеозоя.

В целом позднедевонские оловорудные месторождения Северо-Западной Тасмании группируются в ряд рудных узлов, контролируемых наложенными купольными поднятиями, расположенными на стыке докембрийских пород антиклинория Роки Кейп и нижнепалеозойских пород синклинория Цихан.

ВОСТОЧНО-СИХОТЭАЛИНСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Восточно-Сихотэалинский пояс протягивается вдоль побережья Японского моря и Татарского пролива на расстояние около 1500 км. Он залегает на складчатых структурах мезозой, которые по времени своего формирования отделены небольшим интервалом от начала интенсивных вулканических процессов. В пределах Сихотэ-Алинского пояса отчетливо выделяются две зоны — восточная, представляющая собой собственно вулканический пояс, и западная, перивулканическая зона, для которой характерны отдельные разобщенные поля вулканитов. Ширина первой из них 30—60 км, второй 80—120 км.

Последовательность образования вулканогенных толщ в Сихотэ-Алине и Нижнем Приамурье позволяет говорить о трех крупных циклах в формировании вулканического пояса — сеноман-сенономском, позднесенон-палеоценовом, эоцен-олигоценном, каждый из которых в общем плане начинается с образования пород среднего и основного состава и завершается вулканизмом кислого состава. Первый из них включает петрозувскую, синанчинскую, больбинскую, приморскую и татаркинскую свиты; второй — самаргинскую, сянновскую, маломихайловскую, богопольскую и тахинскую свиты; третий — суворовскую, кузнецовскую, кхунцинскую и брусиловскую свиты.

Заложение Восточно-Сихотэалинского вулканического пояса происходило неодновременно. В Южном Сихотэ-Алине пояс начал

формироваться в сеноман-туроне, в Северном же Сихотэ-Алине и Нижнем Приамурье — в верхнем сеноне. Тем не менее общая направленность развития и цикличность вулканизма на всем протяжении этой крупной вулкано-тектонической структуры идентичны.

В Приморье формирование Восточно-Сихотэалинского вулканического пояса началось в сеноман-туроне с накопления пород петрозоевской и синанчинской свит. В более северных районах Сихотэ-Алиня и Нижнем Приамурье в это время существовал морской режим. Петрозоевская свита несогласно залегает на дислоцированных нижнемеловых отложениях мезозойского складчатого фундамента и представлена терригенными и туфогенно-осадочными породами, туффитами, туфами кислого и среднего состава. Для пород свиты характерна резкая фациальная изменчивость часто с полным выпадением из разрезов вулканогенных составляющих. Породы синанчинской свиты в подавляющем большинстве залегают согласно на петрозоевской свите и представлены андезитодацитами, андезитами, их туфами, туфогенно-осадочными породами и туффитами. В Северном Сихотэ-Алине и Нижнем Приамурье с началом первого цикла связано образование больбинской свиты, в состав которой помимо вулканитов среднего состава входят морские терригенные осадки.

Выше залегает широко распространенная в Сихотэ-Алине и Нижнем Приамурье толща вулканитов кислого состава сенонского — маастрихтского (?) возраста (приморская и татаркинская свиты). Г. М. Фремд (1972 г.) указывает, что эти породы занимают до 80% площади Восточно-Сихотэалинского пояса.

Следующий цикл формирования пояса характеризуется вновь резким усилением андезито-дацитового вулканизма (самаргинская и маломихайловская свиты), время проявления которого в Приморье приходится на даний (Геология СССР, т. 32, 1969 г.; Г. М. Фремд, 1972 г.) или на поздний сенон—даний (В. В. Ветренников, 1976 г.). На породах самаргинской и маломихайловской свит согласно залегает характерная толща кислого состава палеоценового (?) возраста, отличительная черта которой — пестрая окраска и широкое развитие биотита в породах (богопольская и тахобинская свиты).

С началом третьего цикла вулканической деятельности в Сихотэ-Алине было связано формирование толщи вулканитов среднего и основного состава (суворовская и кузнецовская свиты). В ряде районов Приморья на суворовской и кузнецовской свитах с несогласием залегает олигоценовая брусилловская свита кислого состава. В Южном Сихотэ-Алине кислые эффузивы брусилловской свиты по простиранию замещаются континентальной угленосной возновской свитой, частично ее перекрывающая. В Среднем Сихотэ-Алине возрастной аналог брусилловской свиты — кхуцинская свита пород кислого состава.

Формирование вулканического пояса в Северном Сихотэ-Алине и Нижнем Приамурье в целом происходило в более узком интервале времени. По существу сжатым во времени здесь оказывается

первый цикл, который соответствует позднему сенону. В то же время последующее развитие пояса протекало в общем синхронно как на юге, так и на севере, хотя на севере мощности разновозрастных толщ значительно меньше.

Позднемезозойская — палеогеновая интрузивная деятельность в Сихотэ-Алине и Нижнем Приамурье сложного многофазного характера. Сопоставление интрузивных серий Южного и Северного Сихотэ-Алиня свидетельствует, на наш взгляд, о едином и синхронном характере процессов интрузивного магматизма в пределах всего региона. Начало этого процесса приходится на готерив. Основной же мезо-кайнозойский интрузивный цикл в Сихотэ-Алине укладывается в интервал времени от 115—110 до 60—50 млн. лет. При этом отчетливо выделяются три основных этапа интрузивной деятельности — раннемеловой (хунгарийская серия), позднемеловой (синегорская, татибинская, нижеамурская, бачелазская серии — от 115—110 до 75—70 млн. лет), позднемеловой — палеогеновой (приморская, сихотэалинская, верхнеудоминская, прибрежная серии — от 80—70 до 50 млн. лет).

Особенности структуры пояса

Исследования последних лет, в том числе проведенные с учетом материалов дешифрирования космических снимков, позволили выделить в Приморье серию наложенных и поперечных структур, которые играли решающую роль в орогенной истории региона, предопределяя характер проявления магматизма и минерализации на этой площади. Среди них отчетливо различаются два главных типа: а) новообразованные сводово-глыбовые, а также очаговые структуры, возникшие в этап позднемеловой — палеогеновой перестройки региона, и б) долгоживущие линейные сквозные структуры.

Сводово-глыбовые структуры, как это известно на примере и других регионов (Забайкалье, Средняя Азия и др.), являются типоморфными структурами орогенных этапов развития земной коры. В Приморье, как и в других регионах, они представляют собой принципиально новые сложно построенные структурные элементы, резко наложенные на складчатые структуры предыдущих эпох. Они унаследованно развивались начиная с сеноман-турона в течение верхнемелового — кайнозойского времени.

В Сихотэ-Алине и Нижнем Приамурье четко выделяются несколько крупных систем радиально-концентрических нарушений (рис. 19). Известно, что образование подобных радиально-концентрических систем разломов связано с деформациями центрального типа в процессе развития изометричных сводовых поднятий. Поэтому сами радиально-концентрические системы разломов являются одним из важных критериев при реконструкции сводовых структур. В Сихотэ-Алине формирование систем подобных разрывных дислокаций связано с развитием Южно-Сихотэалинского, Средне-Сихотэалинского, Северо-Сихотэалинского, Фурмановско-

го, Павловского, Бикинского и Единского сводов. Три первых свода — структуры первого порядка.

Внутренние радиально-концентрические системы разрывных дислокаций сводов определили дуговой и концентрический харак-

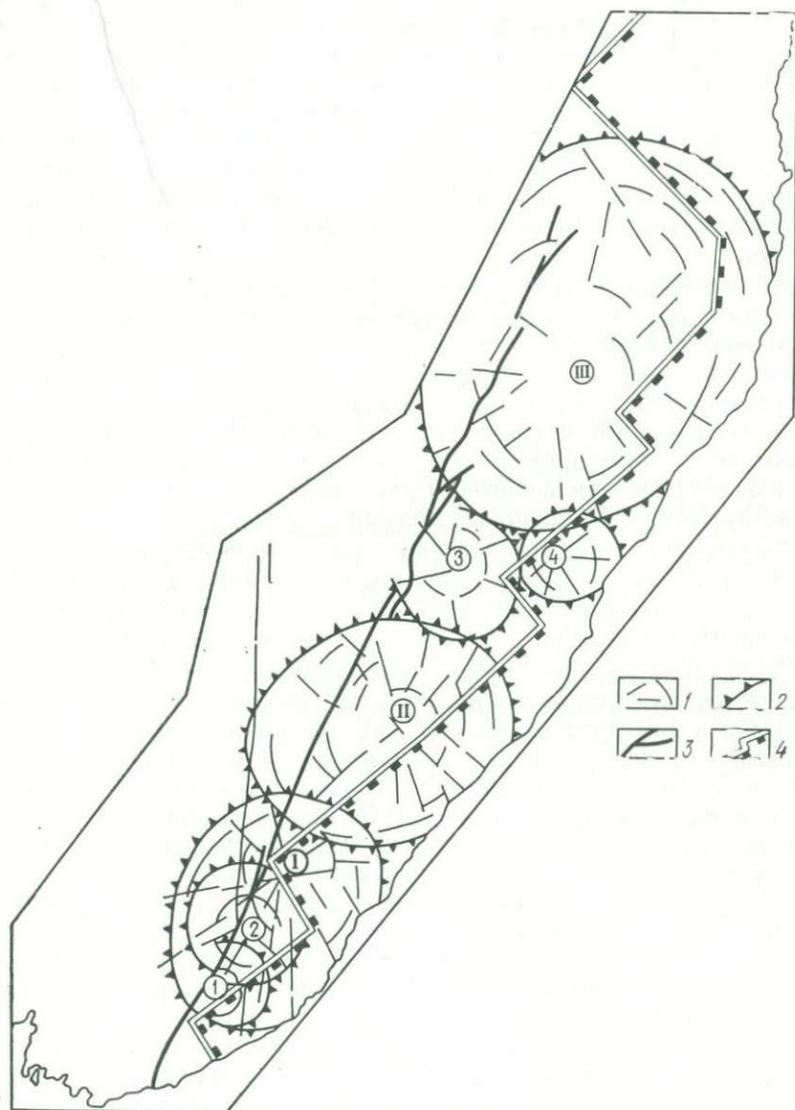


Рис. 19. Орогенные сводовые поднятия Сихотэ-Алиня.

1 — внутренние трещинные дислокации сводов (по геологическим, морфоструктурным признакам и по данным дешифрирования космических снимков); 2 — границы сводов; 3 — центральный и меридиональный структурные швы; 4 — внешняя граница Восточно-Сихотэалинского вулканического пояса. Своды: 1 — Южно-Сихотэалинский, II — Средне-Сихотэалинский; III — Северо-Сихотэалинский; 1 — Фурмановский; 2 — Павловский; 3 — Единский; 4 — Бикинский

тер отдельных вулcano-тектонических депрессий, поясовое размещение полей даек и интрузивов, латеральную петро- и геохимическую зональность эффузивов и интрузивов. Подобные соотношения достаточно отчетливо указывают на причинную связь магматических процессов и процессов сводообразования, проявившихся в орогенный этап развития Приморья. Чрезвычайно важное влияние сводово-глыбовые поднятия оказывали на локализацию оруденения верхнемелового и палеогенового возраста, определяя концентрическую зональность в размещении специализированных металлогенических зон. Характерно влияние радиально-концентрических внутренних дислокаций развивавшихся сводов на размещение разных типов минерализаций всех этапов эндогенного оруденения, которые имели место в Сихотэ-Алине в течение мела и палеогена.

Реконструкцию структурных форм орогенной тектоники Сихотэ-Алиния можно проводить достаточно определенно начиная с позднемелового времени, анализируя строение и размещение магматических комплексов, синхронных сводообразованию. Современное распространение на рассматриваемой территории вулканитов сеноман-туронского и сенон-датского возраста и интерполяция с учетом вероятного эрозионного среза свидетельствуют о первичном концентрическом и дуговом характере структурно-фациальных зон эффузивов, отличающихся типами разрезов.

Современные участки развития пород петрозевской свиты группируются в дуговые зоны, выпуклые в сторону континента. Обращает на себя внимание преимущественно осадочный состав свиты в тех зонах, которые располагаются ближе к береговой линии.

Иной характер структурной позиции свойствен породам синанчинской свиты. Современные выходы синанчинской свиты группируются в три дуговые зоны. Наиболее южная из них, протягивающаяся из верховьев р. Маргаритовки в бассейн среднего течения р. Таухе, выгнута в сторону континента аналогично зоне выходов пород петрозевской свиты. Западнее параллельно ей прослеживается дуговая зона концентрации интрузивов сеноман-туронского возраста. Вторая почти замкнутая, по существу концентрическая зона выходов пород синанчинской свиты прослеживается севернее р. Авакумовки. Третья наиболее крупная, дуговая зона выходов этой свиты протягивается из левобережья р. Бикин в верховья р. Б. Уссурка. Она выгнута в сторону побережья, а в южной своей части раздвигается. Ареалы гранитоидов сеноман-туронского возраста, развитые в зоне центрального структурного шва, располагаются закономерно на продолжении двух последних вулканогенных зон, замыкают их и подчеркивают концентрический характер тех разрывных структур, которые контролировали заложение вулcano-тектонических депрессий.

Сопоставление структурного положения выходов петрозевской и синанчинской свит и синхронных им гранитоидов приводит к выводу о том, что концентрические разрывные дислокации, свойст-

венные сводовым поднятиям, наиболее активно проявились начиная со времени формирования синанчинской свиты.

Первичное концентрическое расположение структурно-фациальных зон сенон-датских эффузивов выявлено достаточно отчетливо при анализе современного распространения вулканитов и интерполяции с учетом эрозионного среза. Концентрически-замкнутый и дуговой характер вулcano-тектонических депрессий, формирующихся в это время, резко доминирует, свидетельствуя о распространении процессов сводообразования по всей рассматриваемой территории. В то же время достаточно отчетливо видно пространственное обособление концентрических и дуговых вулcano-тектонических депрессий в пределах Южного, Среднего и Северного Сихотэ-Алиня, что указывает на продолжающееся развитие здесь сводовых структур разного порядка.

Анализ состава вулканитов этого же возраста в Южном и Среднем Сихотэ-Алине, в свою очередь, указывает на существование концентрической латеральной зональности в распределении пород разного генезиса [23].

Среди секущих разломов наиболее хорошо изучены протяженные глубинные разломы северо-восточного и субмеридионального простираний, такие, как Центральный и Прибрежный структурные швы, Меридиональный сдвиг, Колумбинский, Тигринковский и другие разломы. Это, как правило, мощные зоны разрывов, разделяющие или секущие различные структурно-формационные зоны.

Важное структурно-геологическое и металлогеническое значение в Сихотэ-Алине имеет региональная система рудоконцентрирующих разломов широтного простирания. Впервые зоны широтных разломов фундамента были выделены Е. А. Радкевич, И. Н. Томсоном и Н. В. Горловым (1956 г.), а затем М. А. Фаворской, И. К. Волчанской, Е. Н. Сапожниковой и др. Рудоконтролирующие широтные разломы представляют собой длительно развивавшиеся структуры глубокого заложения, прослеживающиеся на значительные расстояния, при ширине зон 25—50 км.

Проведенный нами анализ размещения интрузивных тел и полей вулканогенных пород в вулканической и перивулканической зонах Восточно-Сихотэалинского пояса свидетельствует о первоочередной роли в локализации систем нарушений двух направлений — северо-восточного и северо-западного. Влияние северо-восточных разломов на размещение магматических образований отмечалось многими исследователями и раньше. Наиболее четко оно проявилось в локализации позднемезозойских интрузивов, которые часто группируются в цепочки, ориентированные под острым углом к главным разломам региона — Центральному и Прибрежно-му структурным швам (Э. П. Изох и др., 1967 г.; Е. А. Радкевич и др., 1956 г.).

Региональные сопоставления данных по разломной тектонике всего Дальнего Востока СССР, осуществленное нами, позволило выявить в пределах этой территории трансрегиональные системы разломов северо-восточного и северо-западного простираний, кото-

рые контролируют положение как специализированных металлогенических поясов, так и ареалов магматизма. Аналогичную роль, как будет показано ниже, играют северо-восточная и северо-западная системы разломов в Приморье и Нижнем Приамурье. При этом системы разломов северо-восточного простирания, контролирующие поля развития вулканитов пояса и ареалы позднемезозойских интрузивов, проявляются как самостоятельные разломные зоны, не связанные с развитием Центрального структурного шва.

На рассматриваемой территории удалось выделить несколько протяженных систем разломов северо-восточного и северо-западного простираний. Их влиянием определяются ступенчатый в плане характер полей развития вулканитов Восточно-Сихотэалинского пояса, впервые установленный для региона, и поясовый или блоковый типы ареалов интрузивных серий (рис. 20). Ступенчатый характер вулканического пояса определяется, по-видимому, барьерной ролью систем разломов обоих направлений. В собственно вулканической зоне пояса таких ступеней выявлено пять. Они образованы прямолинейными северо-восточными и северо-западными отрезками внутренней границы полей развития вулканитов, сочленяющихся под прямым углом. Весьма характерна приуроченность к ступенчатой приграничной полосе двух зон вулканического пояса полей развития эффузивов богпольской свиты. Таким образом, намечается продольная зональность в строении вулканического пояса, выражающаяся в смещении вулканитов палеогенового цикла в сторону границы с перивулканической зоной.

Из интрузивных образований подобный же ступенчатый характер в плане имеет ареал гранитоидов приморской серии, широко развитых в пределах вулканического пояса. Ареалы интрузивов других серий относятся к блоковому или поясовому типам. Их конфигурация в плане также определяется влиянием северо-восточных и северо-западных разломов. Отчетливый блоковый характер имеют два ареала гранитоидов хунгарийской серии, локализующиеся в центральной части Северо-Сихотэалинского сводового поднятия. В Нижнем Приамурье аналогичный блоковый характер у ареала интрузивов ниже-амурской серии. Поясовый тип ареалов магматизма проявлен в Южном и Среднем Сихотэ-Алине. Здесь интрузивы синегорской и татибинской серий сконцентрированы в пояс северо-восточного простирания протяженностью до 500 км и шириной 30—40 км, который пересекает Центральный структурный шов. Примечательно, что юго-западные и северо-восточные ограничения интрузивных блоков и поясов совпадают по простиранию с северо-западными составляющими ступенчатой границы вулканического пояса.

Одна из интересных закономерностей расположения блоковых и поясовых ареалов интрузивов различных серий — их смещение в юго-восточном направлении, наблюдаемое при движении с севера на юг. Эта же тенденция смещения присуща и протяженному ареалу гранитоидов бачелазской и верхне-удоминской интрузивных серий, общая ступенчатая в плане форма которого коррелируется

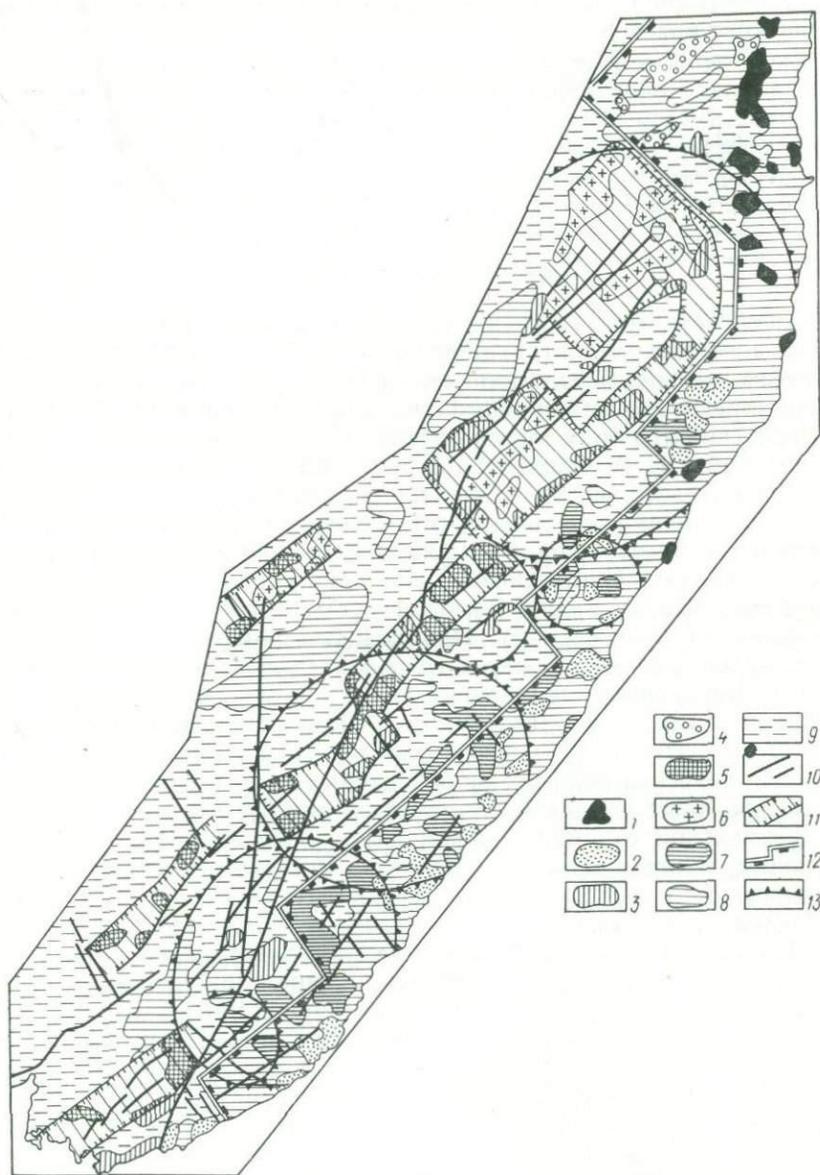


Рис. 20. Схема размещения позднемиловых и палеогеновых магматических образований Сихотэ-Алия.

1—6 — интрузивные серии: 1 — прибрежная, 2 — приморская, 3 — бачелазская и верхне-удоминская, 4 — ниже-амурская, 5 — татибинская и синегорская, 6 — хунгарийская; 7 — палеогеновые эффузивы богопольской свиты; 8 — верхнемеловые эффузивы; 9 — складчатый фундамент; 10 — разломы; 11 — пояса концентрации интрузивов; 12 — внешняя граница Восточно-Сихотэалинского вулканического пояса; 13 — границы сводов

со ступенчатым характером вулканической зоны Восточно-Сихотэалинского пояса.

Таким образом, строение Восточно-Сихотэалинского вулканического пояса определяется двумя «интерферирующими» группами структур. При этом линейные дислокации определяют явления продольной (и поперечной) зональности, а сводовые поднятия — концентрический характер распределения вулканических фаций и интрузивов.

Металлогения пояса

Особенности металлогении Восточно-Сихотэалинского пояса в разных аспектах рассматривались многими исследователями. Большинство из них металлогенические построения проводились на основе структурно-фациального анализа, предопределявшего продольный характер металлогенической зональности. В одной из последних работ Е. А. Радкевич (1976 г.) выделила в Сихотэ-Алине и Нижнем Приамурье ряд продольных металлогенических зон, которые в целом параллельны простиранию основных складчатых и разломных структур региона. С запада на восток это зоны Амурская (ртутная), Центрального Сихотэалинского антиклинория (вольфрам, золото, медь), Восточного Сихотэалинского синклинория (главная оловоносная), Прибрежного поднятия (полиметаллы) и вулканического Берегового пояса (золото-серебряные, медные и молибденовые проявления).

В последние годы работами В. С. Кравцова, В. В. Середина, И. Н. Томсона и др. [23] в Сихотэ-Алине были выявлены важная металлогеническая роль новообразованных мезо-кайнозойских орогенных сводовых поднятий и соответственно дуговое, концентрическое размещение специализированных металлогенических зон, учитывающее также линейную структуру Восточно-Сихотэалинского вулканического пояса, который образовался на окраине материка.

Рассматривая линейность металлогенических зон Сихотэ-Алины и Нижнего Приамурья в качестве главенствующего металлогенического фактора, следует отметить важное влияние систем северо-восточных и северо-западных разломов на распределение разнотипной минерализации в самих линейных зонах. Как говорилось выше, эти системы разломов определяют положение линейных крупнейших (шириной до первых сотен километров) специализированных металлогенических поясов (и зон). В Сихотэ-Алине системы северо-восточных разломов контролируют положение двух оловоносных силикатно-сульфидных зон. Одна из них прослеживается в Южном и Среднем Сихотэ-Алине и включает оруденение касситерит-силикатной, касситерит-сульфидной и полиметаллической формаций. С северо-запада зона ограничена Колумбинской системой северо-восточных разломов, а с юго-востока — разломами, прослеживающимися в крайней южной части вулканического пояса. Протяженность зоны около 500 км при ширине 100—120 км. За пределами зоны интенсивность силикатно-сульфидного оруденения

резко падает, сменяясь северо-западной зоной кварцеворудных формаций. Вторая, северо-восточная зона силикатно-сульфидного оловянного оруденения, выделяемая в Северном Сихотэ-Алине, приурочена к северной части Главного синклинория и граничит на флангах с двумя кварцеворудными зонами северо-западного простирания. Одна из них входит в состав Алдано-Нижнеамурского пояса развития группы золотосодержащих рудных формаций. Этот пояс, проникая в Сихотэ-Алинь, как бы прерывает область развития оловянной силикатно-сульфидной минерализации. Вторым основным структурным фактором, влияющим на размещение оруденения в Сихотэ-Алине и Нижнем Приамурье, являются сводовые поднятия, которые сформировались в поздне меловой — палеогеновый этап орогенной активизации.

Металлогеническое значение орогенных сводовых поднятий в различных регионах впервые было обосновано Н. А. Фогельман (1968 г.), И. Н. Томсоном, В. С. Кравцовым и др. (1969 г., 1977 г.), И. Н. Томсоном, Н. Т. Кочневой и др. (1979 г.). Для Южного и Среднего Сихотэ-Алиня эти вопросы детально освещены В. С. Кравцовым, В. В. Серединым и др. [23], а для Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья — В. В. Серединым и Г. А. Тананаевой.

В Южном и Среднем Сихотэ-Алине в связи с формированием двух сводовых поднятий (Южно-Сихотэалинского и Средне-Сихотэалинского) отчетливо проявились дуговые и концентрические специализированные металлогенические зоны, положение которых контролируется внутренними дислокациями орогенных структур (рис. 21). В ядре Южно-Сихотэалинского свода Г. А. Тананаевой [23] выделена внутренняя концентрическая рудная зона, которая включает месторождения касситерит-сульфидной формации, богатые пирротином, сфалеритом и галенитом. Она обрамлена дуговой зоной, в которой сосредоточены месторождения касситерит-силикатно-сульфидной формации с преобладанием месторождений хлоритового типа. Третья, внешняя зона включает месторождения касситерит-сульфидной формации, содержащие сульфостаннаты, сульфосоли сурьмы, свинца и серебра.

Для Средне-Сихотэалинского свода в общем плане свойственна аналогичная концентрическая латеральная рудная зональность. В ядре свода, по данным Г. А. Тананаевой, концентрируются рудопроявления касситерит-кварцевой формации. Они обрамляются дуговой зоной с оруденением, относящимся преимущественно к хлоритовому типу касситерит-силикатно-сульфидной формации. Последняя, в свою очередь, сменяется концентрической зоной касситерит-сульфидных месторождений, которая на периферии свода переходит в широкую зону оловянно-полиметаллической минерализации. Осложняя общую концентрическую зональность, на западном фланге свода выделяется секториальный блок с преобладающим оруденением кварц-касситеритовой и кварц-касситерит-вольфрамитовой формаций. Подобного же типа концентрические и

дуговые металлоносные зоны выделены В. В. Серединым и Г. А. Тананаевой в Северо-Сихотэалинском и Бикинском сводах.

Помимо концентрических и дуговых специализированных рудных зон, образование которых связано со сводовыми поднятиями, в Южно-Сихотэалинском своде выделяются самостоятельные дуго-

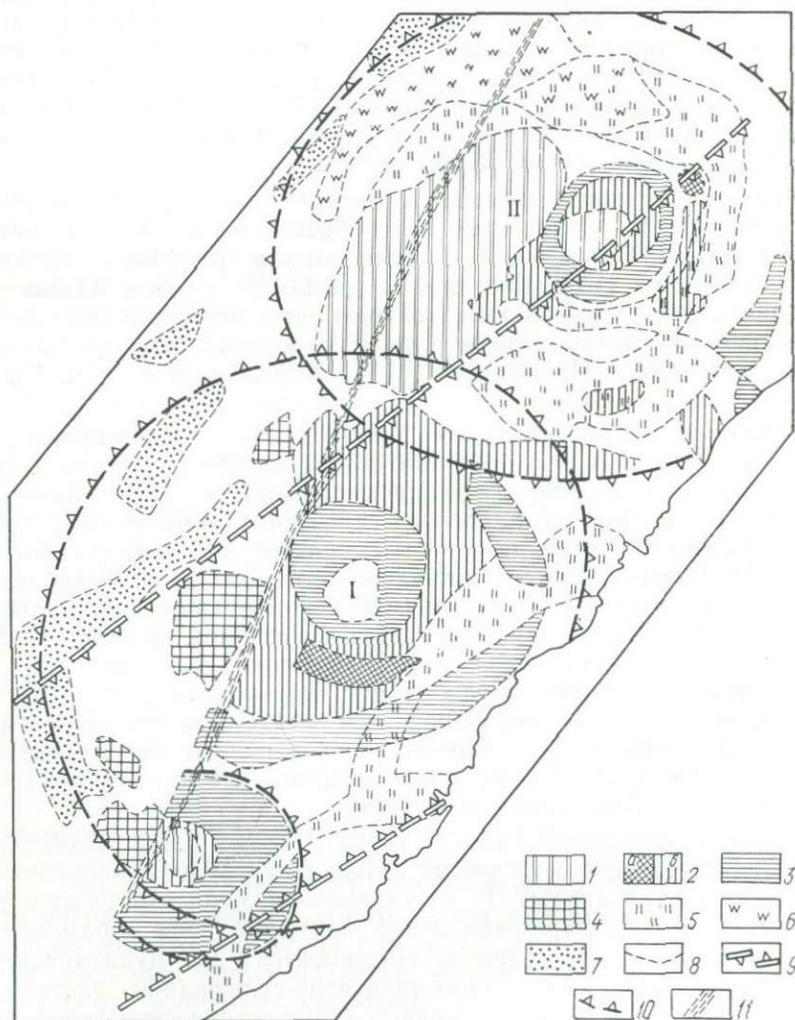


Рис. 21. Схема металлогенической зональности Приморья.

Металлогенические зоны развития рудных формаций: 1 — касситерит-кварцевая; 2 — касситерит-силикатная; а — турмалиновый тип, б — хлоритовый тип; 3 — касситерит-сульфидная; 4 — оловянного оруденения неясной формационной принадлежности; 5 — полиметаллическое оруденение; 6 — вольфрамовое оруденение; 7 — ртутное оруденение; 8 — границы металлогенических зон; 9 — зона преимущественного развития оруденения силикатно-сульфидной группы формаций; 10 — границы сводов; 11 — центральный структурный шов. Своды: I — Южно-Сихотэалинский, II — Средне-Сихотэалинский

вые зоны с преимущественным развитием полиметаллической минерализации. Образование этих зон, выгнутых в сторону континента, вероятно, связано с развитием дуговых систем разломов, возникших на краю континента в процессе формирования впадины Японского моря.

Сопоставление между собой двух типов металлогенической зональности, проявленной в регионе, — линейной и концентрической, позволяет сделать вывод о первостепенном металлогеническом значении специализированных зон линейного типа, которые контролируются системами разломов северо-восточного и северо-западного простираний. Определенное влияние на металлогенический профиль линейных зон оказывают структурно-фациальные зоны Сихотэ-Алинской складчатой области. Дуговые и концентрические металлоносные зоны возникают в рудоносный орогенный этап развития региона в связи с формированием новообразованных сводовых поднятий и контролируются внутренними радиально-концентрическими дислокациями. При этом металлогенический профиль тех или иных концентрических и дуговых металлоносных зон свода зависит от того набора металлов, который характерен для линейных специализированных металлогенических зон, попадающих в сферу сводообразования.

Некоторые вопросы происхождения пояса

В разделе, посвященном типизации вулканических поясов, мы уже касались вопроса об окраинноматериковых флексурах, предопределявших, по нашему мнению, образование вулканических поясов. Последние располагаются в сводах флексур, т. е. в зонах максимального растяжения, возникающих в результате активного погружения фронтальных их частей. В зоне растяжения возникают также и системы мантийных диапиров, над которыми формировались сводовые поднятия. Последние исследования Э. Л. Рейнлиба и Н. П. Романовского (1977 г.) показали, что под сводами Сихотэ-Алиня располагаются участки низкоскоростной мантии. По мере продвижения к тыловой части флексуры в перивулканическую зону наземные вулканы сменяются субвулканическими телами и интрузивными ареалами. Общая интенсивность магматических процессов резко убывает.

В настоящее время имеются достаточно веские доказательства того, что Японское и Охотское окраинные моря образовались в связи с условиями растяжения и опускания соответствующих участков консолидированной земной коры. Образование Японской котловины относится в основном к эоцен-миоценовому времени, хотя прогибание отдельных участков бывшей суши началось в меловой период. На это указывают почти десятикилометровая толща мелового — кайнозойского возраста в Татарском проливе, а также предполагаемое существование меловых пород, в том числе и вулканогенных, в Северо-Япономорской впадине, где они подстилают олигоцен-плейстоценовые осадки (А. Г. Родников, 1979 г.). Накоп-

ление мощных меловых отложений в Татарском проливе, а также их существование в пределах Северо-Япономорской впадины дают все основания сопоставлять во времени формирование позднемелового — кайнозойского орогена Сихотэ-Алиня и этой единой и весьма протяженной зоны прогибания, которая возникла восточнее, положив начало образованию Японского моря. Одновременность

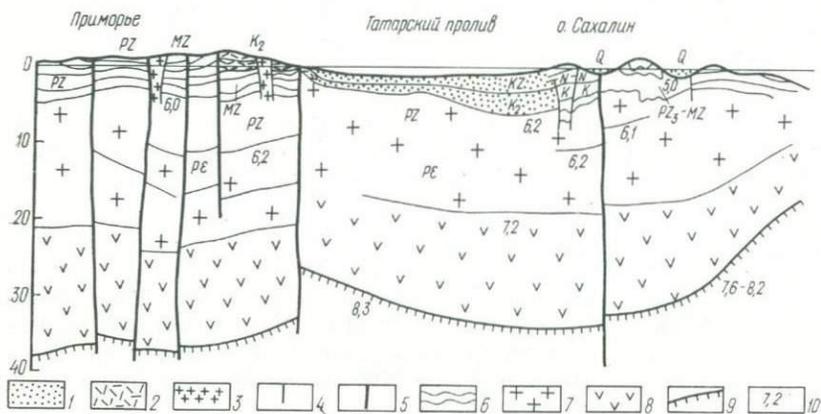


Рис. 22. Поперечный профиль через Приморье, Татарский пролив и Сахалин (по А. Г. Родникову, 1979 г., с добавлением авторов).

1 — верхнемеловые терригенные отложения; 2 — верхнемеловые вулканиты Восточно-Сихотэалинского пояса; 3 — позднемеловые граниты; 4 — разломы; 5 — глубинные разломы; 6 — складчатые комплексы осадочного слоя; 7 — «гранитный» слой; 8 — «базальтовый» слой; 9 — поверхность Мохоровичича; 10 — значения скоростей продольных сейсмических волн

этих двух процессов позволяет рассматривать развитие Восточно-Сихотэалинского пояса в связи с формированием крупной флексуры на границе воздымающегося орогена и указанной зоны прогибания. Накапливавшиеся в сводовой части флексуры верхнемеловые и палеогеновые вулканогенные толщи фациально замещались осадочными отложениями на ее восточном крыле, которое в настоящее время скрыто под водами Японского моря.

Все сказанное может быть проиллюстрировано на примере субширотного профиля, который заимствован из работы А. Г. Родникова (1979 г.) и дополнен нами (рис. 22).

На профиле в направлении с запада на восток выделяются следующие основные тектонические элементы, развивавшиеся синхронно: ороген Сихотэ-Алиня, сформировавшийся в области складчатых мезозоид; вулканический пояс, располагающийся на его восточном фланге; окраинноматериковая флексура, осевая часть которой проходит в районе береговой линии; восточное крыло флексуры, где происходит фациальное замещение меловых эффузивов осадочными отложениями, и Татарский прогиб, заполненный меловыми и кайнозойскими отложениями. Этот профиль позволяет на основе фациальных замещений заключить, что окраинноматериковый ороген Сихотэ-Алиня, включающий вулканический пояс, формировался на фоне крупной флексуры.

Кавалеровский оловорудный район (Приморье)

Кавалеровский оловорудный район расположен в центральной части хребта Сихотэ-Алинь. В результате систематического многолетнего изучения этого района собран большой фактический материал по стратиграфии, магматизму, тектонике и образованию рудных концентраций.

Как было показано выше, благодаря применению методов морфоструктурного анализа, дешифрирования различных снимков и палеотектонического анализа выявлен новый тип структур — наложенные концентрические, возникающие в орогенные этапы развития. На завершающих этапах формирования этих структур на фоне продолжающегося магматизма формировались многие рудные месторождения, в том числе и месторождения Кавалеровского района.

Этот район располагается в пределах Южно-Сихотэалинского свода, осложненного концентрическими структурами меньших порядков. Свод расчленен линейными радиальными дислокациями на ряд секториальных или полигональных блоков, которые и определяют положение рудных районов. Очаговые структуры, возникшие в тех или иных блоках свода, формируются в участках пересечений разнонаправленных линейных дислокаций, представляющих собой скрытые разломы фундамента. К ним обычно и приурочены рудные узлы и поля.

Положение Кавалеровского рудного района в общей структуре Сихотэ-Алиня определяется авторами не только на основе анализа линейных структур, как это делалось ранее, но также с учетом новых, выявленных в последние годы, структурных элементов Южно-Сихотэалинского свода. Обращает на себя внимание то обстоятельство, что наиболее насыщенный месторождениями и рудопроявлениями участок этого свода представляет собой блок трапециевидной формы, занимающий в своде положение сектора. Крупные интрузивы располагаются за пределами этого блока, тогда как внутри него среди магматических пород пользуются развитием лишь пояса даек северо-западного направления и цепочки субвулканических тел дацитовых порфиров северо-восточного простирания. С северо-запада рудоносный блок ограничен зонами развития гранитоидов, относящихся к Березовскому и Араратскому массивам, а с северо-востока он окаймляется Якутинской вулканотектонической депрессией, заполненной позднемеловыми — палеогеновыми эффузивами. С юга блок обрамлен дугowymi дислокациями. Его границы на высотных и космических снимках дешифрируются в виде линейных зон. Достаточно четко они вырисовываются и в геофизических полях. Для него характерна положительная аномалия силы тяжести, пространственно коррелирующаяся с ядром сводового поднятия. В целом границы блока сходятся в направлении центра Южно-Сихотэалинского свода и могут рассматриваться в качестве радиальных линейных структур. Образованный ими

секториальный блок в своем основании и вмещает Кавалеровский рудный район.

В расположении оруденения внутри секториального блока устанавливается латеральная зональность. Более высокотемпературные месторождения кварц-касситеритовой формации расположены ближе к центру свода, касситерит-сульфидные и касситерит-силикатно-сульфидные — на удалении от центра, к югу и юго-востоку. В юго-восточном обрамлении рудного района развиты месторождения ртути. Некоторые золотосодержащие кварцеворудные проявления образуют дуговую полосу вдоль северо-западной и юго-восточной границ Кавалеровского рудного района.

В разрезе района отчетливо выделяются два структурных яруса. Нижний ярус сложен складчатыми терригенными отложениями палеозоя и мезозоя, а верхний представлен позднемеловыми — палеогеновыми эффузивно-пирокластическими породами преимущественно кислого и среднего состава.

Палеозойские (пермо-карбоновые) отложения нижнего яруса вскрываются в восточной части района. Они представлены толщами переслаивания: сланцев, известняков, алевролитов и кремнистых сланцев, известняков и спилитов. Мезозойские отложения наиболее широко распространены в районе. Среди них выделяются отложения триаса, юры и нижнего мела, представленные преимущественно песчано-сланцевыми толщами с прослоями кремней и линзами спилитов.

К верхнему структурному ярусу относится мощный эффузивный комплекс пород кислого, среднего и основного состава верхнемелового — палеогенового возраста.

Сенонские отложения в Кавалеровском районе представлены петрозуевской и синанчинской свитами, развитыми в Угловской кальдере. Петрозуевская свита сложена туффитами, туфоалевролитами, туфопесчаниками, пепловыми туфами и фельзитами. Синанчинская свита в низах разреза представлена туфами, туфобрекчиями, лавобрекчиями и туфоконгломератами, которые вверх по разрезу сменяются лавами андезитов. Датский ярус в районе представлен эффузивными образованиями кислого состава, принадлежащими к приморской и дороевской свитам. Эти отложения особенно широко развиты за пределами района. Третичные вулканы в районе представлены небольшими покровами средних и основных пород, объединенными в самаргинскую и кузнецовскую свиты.

Интрузивные тела в районе имеют небольшие размеры. Среди них выделяются позднемеловые граносиениты (Березовский массив) и небольшие штоки монцонитов. Один из них в районе горы Темной прорывает жерловой аппарат вулкаников приморской свиты. Таким образом, тела монцонитов сформировались в позднем мелу — раннем палеогене. Возможно, что андезиты самаргинской свиты — их излившийся аналог. В палеогене образовались жерловые аппараты кислого состава и несколько генераций даек диори-

товых порфиров и фельзитов. Эти магматические тела наиболее близки по времени к оруденению.

Большая роль в структуре района принадлежит разрывным нарушениям. Непосредственно у границы района располагается центральный структурный шов, характеризующийся неоднократно повторяющимися сдвиговыми движениями. Шовная зона разлома трассируется цепочкой гранитоидных интрузивов позднемелового возраста, сопровождающихся интенсивной грейзенизацией. Среди других разрывов в районе выделяются:

1. Субмеридиональная Ивановская ослабленная зона, сопровождающаяся дайковым поясом и рассланцеванием пород.

2. Система разломов северо-восточного направления, концентрирующая многочисленные тела дацитовых и кварцевых порфиров, дайки основного и среднего состава, а также Дубровское рудное поле и ряд рудопроявлений (Рубежное, Лево-Партизанское).

3. Система разломов субмеридионального направления, прослеживаемых через Левицкое и Хрустальное рудные поля. Помимо четко выраженных кулисных разрывов субмеридиональная система подчеркивается наличием широких зон будинажа, концентрацией роев даек основного состава и рудной минерализации.

4. Северо-восточная зона разрывов, прослеживаемая от горы Силинской на севере до верховьев Санькина ключа и далее на юго-запад. Зона сопровождается поясом развития трещинных субвулканических тел дацитовых порфиров, штоков и экструзивных тел основного и среднего состава.

5. Широтная зона повышенной трещиноватости, протягиваемая через Силинское месторождение.

6. Многочисленные зоны северо-западного направления. Они повсеместно вмещают дайки преимущественно основного и среднего состава, близкие по времени формирования с оруденением. Кроме того, северо-западные зоны на участках их пересечения с ослабленными зонами других направлений контролируют положение очаговых структур.

Е. А. Радкевич, И. Н. Томсон (1953 г.) показали, что в Кавалеровском и других рудных районах Приморья существуют протяженные ослабленные зоны, названные ими зонами повышенной трещиноватости. Эти зоны являются отражением крупных разломов фундамента в верхних структурных ярусах. Они выявляются по ряду признаков: мелкая трещиноватость, резкие изменения мощностей осадков, перегибы осей складок, флексуры, аномальная складчатость. Известны также зоны субширотного, северо-западного и субмеридионального направлений. Все они играют важную роль в локализации магматических и рудных образований. Так, Силинская широтная зона повышенной трещиноватости включает все основные месторождения касситерит-силикатно-сульфидной формации.

Влияние зон линейных дислокаций на размещение оруденения в районе весьма различно. Некоторые служат своеобразными каналами для рудоносных растворов и трассируются проявлениями

минерализации и геохимическими ореолами (широтная Силинская, субмеридиональные Хрустальненская и Дубровская зоны). Другие линейные зоны оказываются рудоносными в узлах пересечений, где располагаются очаговые структуры овальной и концентрической форм. Каждая из очаговых структур сопровождается локальным ореолом магматизма. Рудные поля обычно приурочены к отдельным секториальным блокам этих структур.

Зональность рудных полей во многом определяется положением их в очаговой структуре. Выделяются две группы месторождений: 1) расположенные в центре очаговых структур, т. е. вблизи интрузивов повышенной основности, в пределах ореола ороговирования; 2) удаленные от интрузивов и локализующиеся в секториальных блоках очаговых структур.

На основе возрастных соотношений, установленных по геологическим признакам, подтвержденных в некоторых случаях определениями абсолютного возраста К—Аг-методом, в Кавалеровском рудном районе оловянная минерализация проявлялась неоднократно. В настоящее время с уверенностью можно говорить о трех этапах оловянной минерализации, на протяжении которых формировались руды различных формаций: кварц-касситеритовой (грейзеновой), касситерит-сульфидной и касситерит-силикатно-сульфидной.

Проявления кварц-касситеритовой (грейзеновой) формации имеют ограниченное развитие в рудном районе. Они известны в западной части в пределах зоны влияния Главного структурного шва, где обнаруживают тесную связь с интрузивами гранитов позднемелового возраста. В южной части района также известны рудопроявления с кварц-касситеритовыми рудами, располагающиеся в апикальных частях позднемеловых экстрезий кислых пород.

Минерализация касситерит-сульфидной формации пространственно связана с очаговыми структурами — с ранним этапом их формирования. Месторождения этой группы располагаются вблизи и в апикальных частях небольших штоков гранодиоритов, диоритов, кварцевых диоритов и, как правило, не выходят за пределы развития роговикового ореола, сопровождающего интрузивы.

Интрузивные породы и связанные с ними (пространственно) рудные тела месторождений по геохронологическим данным имеют близкий возраст (75—85 млн. лет). Они обычно образованы невыдержанными жилами или зонами дробления, к которым приурочены интенсивно турмалинизированные и окварцованные породы с наложенной сульфидной минерализацией. Характерная особенность руд — телескопированность минеральных ассоциаций. Значительная часть касситерита в рудах возникла в результате гипогенного разложения сульфостаннатов. При этом формируются сложные по структуре и составу агрегаты, в которых мельчайшие обособления касситерита погружены в массу сульфидов.

Для месторождений этого типа также характерно появление скарноидов в жильном выполнении и вблизи рудных тел (гранат, эпидот, актинолит и др.). Известны случаи наложения относитель-

но высокотемпературных минеральных ассоциаций на низкотемпературные. Так, силикаты марганца (родонит, тефроит) пересекают на Темногорском месторождении ранее сформированные сульфидные, преимущественно пирротин-сфалеритовые руды. Для этих месторождений характерно обилие марганецсодержащих минералов.

Вертикальная зональность в этих месторождениях практически не проявляется. Однако в плане по мере удаления от интрузивов нередко заметно изменяется состав руд: увеличивается количество галенита, сфалерита и уменьшается арсенопирита, пирротина, исчезают апатит, турмалин, самородные минералы.

В Кавалеровском рудном районе к ранней касситерит-сульфидной минерализации относятся: Темногорское, Новогорское, Ивановское, отдельные рудные тела Арсеньевского (зоны Турмалиновая, Старушка и др.) и Высокогорского месторождений.

Наиболее широко распространены в районе месторождения касситерит-силикатно-сульфидной формации. Они представлены двумя минеральными типами: хлоритовым и турмалиновым, различающимися не только по минеральному составу, но и по текстурным особенностям руд. Месторождения этой группы приурочены к ядрам очаговых структур и контролируются системами протяженных разрывов. Формирование рудных тел пространственно и во времени тесно связано с внедрением даек основного и среднего состава.

Характерно, что на большинстве месторождений на глубоких горизонтах вскрыты интрузивные тела и ореолы ороговикования (биотититы), а также отмечается увеличение количества турмалина в жильном материале или появляются оловоносные турмалиновые метасоматиты. Рудные жилы в неметаморфизованных толщах локализируются в трещинах скола и сопряженных с ними диагональных разрывах. Они имеют значительную протяженность, обнаруживая четко выраженную вертикальную зональность.

Рудные тела месторождений имеют значительный вертикальный размах. Их нижним уровнем принято считать появление биотитовых роговиков, так как при вхождении в них рудные тела выклиниваются, но выклинивание рудных тел не означает исчезновения минерализации. Происходит смена морфологических типов: рудные жилы или брекчиевые тела обычно сменяются штокверками. Роговики существенно влияют не только на изменение морфологических рудных тел. Их верхняя граница является также разделительной поверхностью, ниже которой отчетливо изменяется ориентировка рудных тел. При этом преобладают рудовмещающие структуры иных направлений, которые на верхних горизонтах были слабо развиты или вообще отсутствовали.

Кроме того, на глубоких горизонтах некоторых месторождений в роговиках нередко обнаруживается прожилково-вкрапленная минерализация с молибденом, а также отмечается увеличение количества вольфрама. Все это служит основанием для предположений о наличии новых типов минерализации на глубоких горизонтах.

Время формирования минерализации этого типа на основании определений абсолютного возраста внутри минерализованных даек и сопряженных с оруденением серицитовых метасоматитов составляет 55 млн. лет (53—58 млн. лет).

Касситерит-силикатно-сульфидный (хлоритовый) минеральный тип оловорудных проявлений широко развит в районе. К этому типу относятся месторождения Силинское, Верхнее, Арсеньевское, Высокогорское и др. Все они тяготеют к так называемой широтной Силинской зоне повышенной трещиноватости, прослеживающейся через весь Сихотэ-Алинь. Как структурный рудоконтролирующий элемент эта тектоническая зона впервые была выделена и охарактеризована Е. А. Радкевич, И. Н. Томсоном и В. П. Полоховым (1959 г.). Все другие крупные нарушения района по отношению к широтной зоне являются секущими, и именно в участках их пересечений возникали рудоконтролирующие очаговые структуры.

В ориентировке касситерит-хлорит-сульфидных рудных тел преобладают два направления: широтное и северо-западное. Причем ориентировка рудных тел определяется их положением по отношению к центрам очаговых структур. В Силинской очаговой структуре — это расходящийся от центра веер жил; в пределах Арсеньевской — рудные тела приурочены к системе северо-западных разрывов, пересекающих ядро этой структуры.

Характерной особенностью руд этого типа являются значительные изменения состава рудных тел в пределах одних и тех же рудовмещающих полостей. Большинство рудных тел сложено кварцем, хлоритом и сульфидами (сфалеритом, галенитом, арсенопиритом). Изменение состава рудных тел происходит путем постепенного убывания в жилах одних минералов и появления других.

Нередко отдельные участки жил на коротких интервалах, как по падению, так и по простиранию, становятся безрудными, и наоборот, в безрудных жилах значительно возрастает количество касситерита и они становятся рудными (жилы Балаганная, Безымянная на Силинском месторождении). Иногда на коротких интервалах наблюдается резкое изменение состава рудных тел. Особенно это характерно для участков появления поперечных предрудных тектонических зон. Так, например, северо-западные фланги жил Индукционной и Южной на Арсеньевском месторождении сложены преимущественно сульфидными ассоциациями, а юго-восточные фланги их имеют кварц-касситерит-хлоритовый состав с резко подчиненным количеством сульфидов. Участки жил с различающимся составом руд разграничиваются дорудным субмеридиональным разломом. Рудные тела касситерит-хлорит-сульфидного типа отличаются и морфологически — это, как правило, зоны брекчий с широко развитыми в них брекчиевидными, крустификационными и гребенчатыми текстурами или зоны прожилковой минерализации, сопровождаемые многочисленными апофизами.

Пространственное размещение минеральных ассоциаций подчинено элементам очаговых структур. В этом отношении показана

тельна Силинская очаговая структура. Эта структура возникла в пределах широтной ослабленной зоны на участке пересечения ее с Меридиональным разломом и ослабленной зоной северо-восточного простирания, которая трассируется трещинным интрузивом дацитовых порфиров. Центр структуры отмечен выходом интрузива гранодиоритов, окруженного ореолом биотитовых роговиков. Последние полого погружаются к западу.

Силинское рудное поле приурочено к секториальному блоку очаговой структуры, ограниченному радиальными разломами северо-западного и широтного направлений. На Силинском месторождении преобладают кварц-касситерит-хлоритовая и кварц-хлорит-сульфидная ассоциации. В пределах рудоносного блока отмечается последовательная смена с востока на запад (от центра очаговой структуры к ее периферии) ранних более высокотемпературных минеральных ассоциаций более поздними низкотемпературными. В размещении минеральных ассоциаций в плоскости рудовмещающих разрывных структур обнаруживается столбообразный характер. Причем рудные столбы имеют отчетливое склонение к востоку, т. е. в сторону ядра очаговой структуры. На южном фланге Силинского месторождения в жиле Параллельной и кварц-хлорит-касситеритовой ассоциации наряду с призматическими кристаллами касситерита, обычными для месторождения, появляются бипирамидальные черные кристаллы касситерита.

В пределах очаговых структур Кавалеровского района совмещены проявления разноэтапной минерализации. Особенно отчетливо это проявилось на Арсеньевском и Высокогорском месторождениях. Здесь часты примеры пересечений ранних минеральных ассоциаций более поздними, локализованными большей частью в других системах разрывов. Кроме того, здесь же дайки диоритовых порфиритов пересекают ранние руды и пересекаются более молодыми.

Наиболее характерным месторождением Кавалеровского района является Хрустальненское, которое относится к касситерит-силикатно-сульфидной формации. Это месторождение расположено среди сложнислоцированных триасово-юрских терригенных толщ (рис. 23). Положение месторождения определяется так называемой Хрустальненской очаговой структурой, отдельные элементы которой хорошо устанавливаются на высотных снимках. В большей степени эта структура устанавливается по комплексу геологических признаков. Она сформировалась на участке пересечения субмеридиональной ослабленной зоны и широтной Силинской, а также разрывов северо-западного простирания. Субмеридиональная ослабленная зона прослеживается через весь рудный район и за его пределы. Она документируется роями даек, перегибов осей складок, флексур, зоной будинажа, кулисообразными системами разрывов субмеридионального и северо-западного простираний.

В пределах месторождения известно несколько параллельных протяженных жил субмеридионального направления, падающих

под крутыми углами на северо-запад и юго-восток, которые сопровождаются соединительными диагональными жилами северо-западного направления.

Руды имеют сложный минеральный состав. Разновозрастные минеральные ассоциации в пределах единого рудного тела обычно четко ограничены узкими полосками измененных вмещающих по-

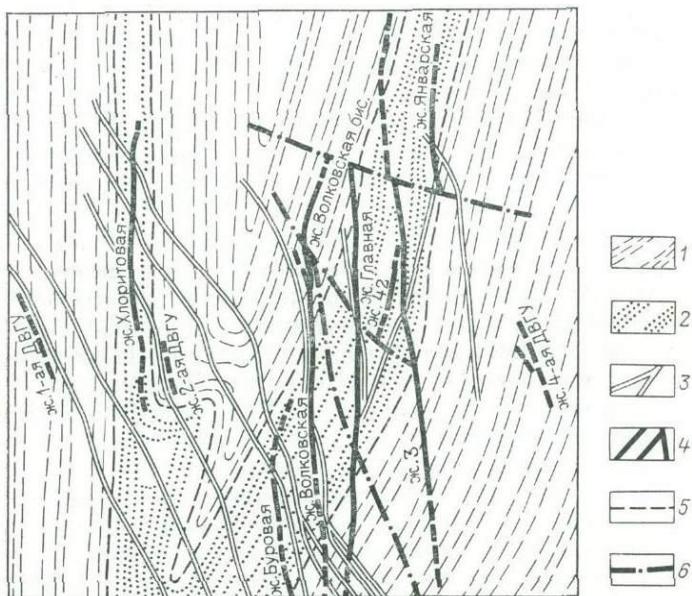


Рис. 23. План поверхности Хрустальненского месторождения.

1 — алевролиты; 2 — переслаивание песчаников и алевролитов; 3 — дайки; 4 — рудные тела касситерит-сульфидного состава; 5 — рудные тела сульфидного состава; 6 — разрывные нарушения

род или глиной трения. Выделяются четыре основные последовательные минеральные ассоциации: кварц-касситеритовая, пирротиновая, полиметаллическая, кварц-карбонатно-флюоритовая.

Рудные тела Хрустальненского месторождения различны по строению и составу. Одни из них представляют жилы заполнения трещин скальвания с частичным замещением пород. Эти рудные тела имеют полосчатое строение, обусловленное многократным приоткрыванием и заполнением трещин различными минеральными ассоциациями. Другие рудные тела — это зоны хлоритизации с участками развития метаколлоидного касситерита и кварца, обилием полиметаллов.

Развитие рудовмещающих трещин происходило центробежно, на что указывает пространственное распределение минеральных ассоциаций: ранние заполняют центральные части жил; последующие, накладываясь на более ранние, развиваются на флангах и в зальбандах жил.

Морфология рудных тел осложнена внедрением в эти же трещинные полости даек порфиритов, которые многократно пересекают жилы без значительных перемещений их отдельных частей. Пространственная близость даек и рудных жил позволила изучить их возрастные соотношения и выделить три разновозрастные группы даек: дорудные, внутрирудные и послерудные (?).

В пределах Хрустальненской структуры проявлена горизонтальная зональность оруденения, которая выражается в последовательной смене минеральных ассоциаций от центра структуры к ее периферии. При этом в центральной части структуры на глубине 500—600 м от поверхности вскрыты биотитовые роговики и турмалиниты, здесь же размещаются кварц-касситеритовые руды, которые по мере удаления на фланги сменяются участками пирротин-сфалеритовых и галенит-сфалеритовых руд. На Хрустальненском месторождении (в центре структуры) отчетливо выражена и вертикальная зональность, которая проявляется в увеличении содержания олова и в смене типов руд с глубиной (кварц-касситеритовые руды сменяют с глубиной сульфидные). При пересечении рудными телами на глубине роговиков изменяются ориентировка жил и их морфология. При этом субмеридиональные рудные тела значительно уменьшаются в мощности, тогда как в северо-западных разрывных зонах появляются кварц-касситеритовые руды. Штокверковые прожилковые зоны также ориентированы в северо-западном направлении (рис. 24).

Темногорское месторождение является представителем касситерит-сульфидной формации, имеющей более ранний возраст в сравнении с касситерит-силикатно-сульфидной формацией. Оно приурочено к участку сопряжения субмеридиональной рудоконтролирующей зоны с тектоническими разрывами северо-западного и широтного направлений. Пересечение разломов различных направлений и определило возникновение здесь очаговой структуры, центр которой — интрузив монцонитоидов и комплекс послемагматических минеральных образований, располагающихся зонально по отношению к этому интрузиву.

В геологическом строении территории принимают участие триасово-юрские песчано-сланцевые и кремнисто-сланцевые отложения (в восточной части) и нижнемеловые песчаники (в западной части). Они смяты в крутые изоклинальные складки северо-восточного простиранья с падением крыльев на восток-юго-восток. Интрузивные образования представлены дайками кварцевых порфиров и упомянутым интрузивом монцонитоидов, прорывающим кварцевые порфиры. Система северо-западных и частично широтных разрывов заполнена дайками фельзитов. Характерно, что на площади месторождения отсутствуют дайки основного состава.

В целом район Темногорского месторождения и прилегающая территория могут рассматриваться как очаговая структура, центр которой — интрузив монцонитоидов. Это подтверждается материалами дешифрирования разномасштабных снимков, анализом морфоструктур и трещинной тектоники. Положительная гравитацион-

ная аномалия также имеет изометричную форму и вписывается в контуры выделенной по геологическим данным очаговой структуры. Пространственно эта структура приурочена к юго-восточному сектору более крупной Угловской кольцевой морфоструктуры. Внутреннее строение Темногорской структуры определяется системой радиальных дислокаций.

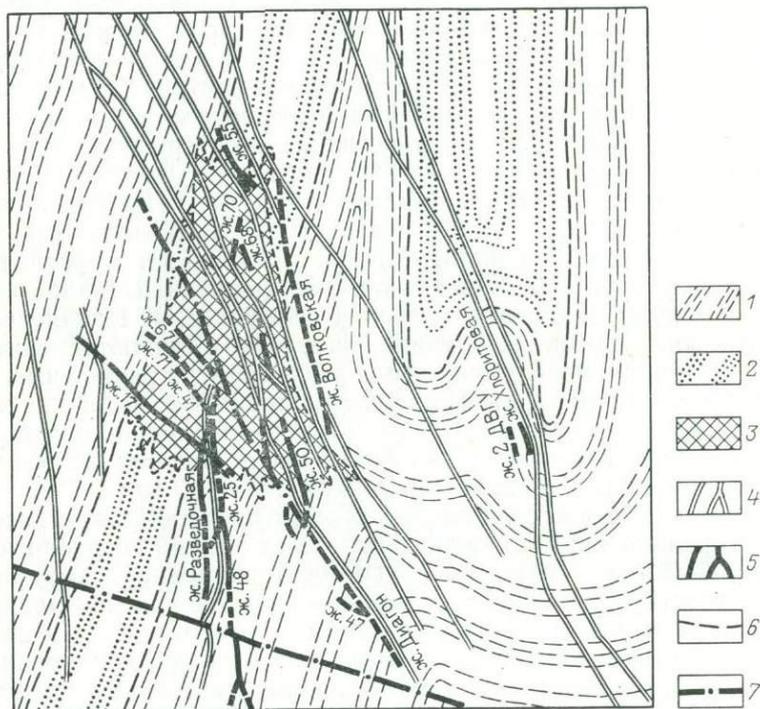


Рис. 24. План 12-го горизонта Хрустальненского месторождения (по Б. И. Безрезову, 1980 г.).

1 — алевролиты; 2 — переслаивание песчаников и алевролитов; 3 — биотитизированные породы; 4 — дайки; 5 — рудные тела касситерит-сульфидного состава; 6 — рудные тела сульфидного состава; 7 — разрывные нарушения

Рудные тела Темногорского месторождения локализованы в трещинах скалывания северо-западного и субширотного направлений и почти целиком располагаются в ореоле биотитовых роговиков, а также частично в теле интрузива. Они сформированы шестью последовательными минеральными ассоциациями. Наиболее ранняя из них кварц-турмалин-сульфидная (с апатитом) занимает обособленное положение в зонах минерализованных брекчий, вдоль контактов даек кварцевых порфиров, образует прожилковые зоны в контактовом ореоле и интрузиве. Нередко эта ассоциация слагает приальбандовые оторочки рудных тел. Вместе с касситеритом и вольфрамитом в этой ассоциации часто встречается апатит.

Другие более поздние минеральные ассоциации локализуются в единых трещинных полостях, образуя продольные жильные полосы, разделенные тектонической глиной или прослоями вмещающих пород. Касситерит встречается в нескольких минеральных ассоциациях, но наибольшие его количества сосредоточены в кварц-арсенопирит-пирротиновой и пирротин-сфалеритовой ассоциациях, где он находится в тонкорассеянном виде в сульфидах и возник в результате распада сульфостаннатов. Сульфидные минеральные ассоциации несут отчетливые следы динамометаморфизма.

Более поздняя карбонатно-силикатно-сульфидная ассоциация широко распространена и также слагает самостоятельные жильные полосы или замещает ранее сформированные минеральные агрегаты. Карбонатсодержащие силикатно-сульфидные руды обладают яркими текстурными рисунками: брекчиевыми и брекчиевидными, кокардовыми и крустификационными. Сульфиды и карбонаты нередко образуют отдельные сгущения в жильной массе, объединяющиеся в фестончатые полосы, где они замещают лучистые агрегаты силикатов марганца—тефрита и родонита. Характерная особенность этой минеральной ассоциации — наличие сульфидов марганца — алабандина и гауерита, а также высокотемпературных силикатов марганца—тефрита и родонита.

Минеральный состав других самых поздних ассоциаций относительно прост. Общим для них является наличие анкерита и кальцита, самородного висмута, обилие станнина и тонкораспыленного касситерита.

ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ПОЯС ЗАПАДНОЙ СЬЕРРА-МАДРЕ (МЕКСИКА)

Олигоцен-миоценовый вулканический пояс Западной Сьерра-Мадре представляет собой одну из зон третичного орогена Мексики. Границей вулканического пояса на юге является широтная система сквозных разломов, которая сопровождается трансмексиканским плиоценовым вулканическим поясом, который прослеживается через всю территорию Мексики от Тихоокеанского до Атлантического побережья. Практически вулканический пояс Западной Сьерра-Мадре поворачивает здесь в широтном направлении и перекрывается плиоценовыми лавами Вулканической Сьерры. На западе в Тихом океане эта широтная зона дислокаций трассируется на трансформный разлом Кларнон. До этой широтной зоны дислокации с юга прослеживается зона глубоководного трюга, соответствующего выходу на поверхность сейсмофокальной зоны. Последняя, таким образом, прерывается близ Калифорнийского залива, и к западу от пояса сейсмофокальная зона отсутствует.

Геологическая история Мексики трактуется неоднозначно. Так, по материалам, изложенным в книге В. Е. Хаина (1973 г.), эпигерцинская платформа Мексики в ларамийское время после длительного континентального периода распалась на несколько зон северо-западного простиранья. На востоке была заложена Мекси-

канская многоэпизодическая, которая ограничивалась областью поднятий, располагающихся на месте вулканического пояса Западной Сьерра-Мадре. Западнее зоны поднятий формировался меловой эвгеосинклиналиный комплекс.

Непосредственное ознакомление одного из авторов (И. Н. Томсона) с геологическим строением Мексики позволяет высказать в предположительной форме другую точку зрения. В западной части Мексики частично в основании вулканического пояса в штатах Сонора и Синалоа вскрываются докембрийские метаморфические толщи. Их докембрийский возраст подтверждается К—Аг методом. Метаморфическая толща перекрыта местами палеозойскими и триасовыми осадочными и вулканогенными отложениями, по-видимому относящимися к чехлу платформы.

В пределах полуострова Калифорния широко развиты метаморфические породы: кристаллические сланцы, гнейсы, мраморы, метапесчаники. По единичным определениям абсолютный возраст этих пород, взятых близ контакта с меловыми гранитоидами, также позднемеловой. Есть основания считать, что они были прогреты в зоне контакта с позднемеловыми гранитоидами и подверглись омоложению. Однако типичные особенности строения метаморфических толщ — гранито-гнейсовые купола (кратоны) с пологозалегающими гранитизированными песчаниками, окруженные интенсивно дислоцированными зеленосланцевыми породами, позволяют предположить, что они образовались в докембрии. Фактически единый и обширный ареал простирающихся в северо-восточном направлении докембрийских пород в Калифорнии и штатах Сонора и Синалоа, расчленен молодой впадиной Калифорнийского залива. Он представляет собой реликт щита, подвергавшегося неоднократным процессам тектоно-магматической активизации, особенно в позднемеловое и третичное время. Возможно, что значительная часть его погружена под воды Тихого океана.

В восточной части щита, который мы условно называем Западно-Мексиканским, в меловое время был образован платформенный чехол из карбонатных пород, перекрытых терригенными флишеидными толщами. Многие мексиканские геологи высказывают мнение о платформенном характере этих отложений. Толщи карбонатно-терригенного чехла дислоцированы неравномерно. Выделяются значительные участки, где карбонатные толщи залегают полого или даже горизонтально. Они осложнены зонами с крутыми падениями пород чехла. По мере приближения к вулканическому поясу Западной Сьерра-Мадре породы чехла часто прорваны субвулканическими телами и интрузивами и перекрыты молодыми вулканическими покровами.

На западной окраине платформы меловой карбонатно-терригенный чехол фациально замещается вулканитами андезитового состава. В зоне фациального замещения встречаются стратиформные месторождения барита и железа. Еще западнее в мелу сохранилось поднятие, которое мы условно считаем древним массивом. Таким образом, Мексиканская платформа в результате активизации

ции подверглась дислокациям и напоминает по особенностям своего строения западную часть Северо-Американской древней платформы, расположенную в пределах Скалистых гор, в которую она непосредственно переходит.

Вулканический пояс Западной Сьерра-Мадре возник на границе выступа древнего массива и молодой платформы в результате тектоно-магматической активизации. Возможно, что близко во времени к формированию вулканического пояса произошло и образование Калифорнийского залива; возникновение крупной флексуры в его борту могло создать благоприятные условия для интенсивных вулканических извержений в тыловой зоне флексуры в условиях растяжения консолидированной коры.

Геологическое положение и строение

Вулканический пояс Западной Сьерра-Мадре прослеживается параллельно берегу Калифорнийского залива на расстояние более 1200 км и перекрыт на юге плиоцен-четвертичными вулканитами Трансмексиканского неовулканического пояса. В свою очередь, вулканиты Западной Сьерра-Мадре непосредственно перекрывают метаморфические толщи или к востоку залегают на меловых отложениях платформенного чехла. Вулканические породы прослеживаются в виде разрозненных выходов за пределами вулканического пояса к востоку и западу.

Территория Мексики отличается слабой степенью геологической изученности. Детальное картирование проведено вдоль шоссе между городами Дуранго и Мазатланом (E. R. Svenson a. o., 1978 г.). Здесь выделяются два вулканических комплекса — нижний (вулканическая серия Дуранго) и верхний. Нижний комплекс включает пропилитизированные андезиты и риолиты и местами отделен от перекрывающих пород осадочными красноцветными отложениями. Андезиты переслаиваются с туфами и имеют возраст 50 млн. лет, аналогичный возрасту гранитоидов в штате Синалоа. Андезиты несогласно перекрыты пепловыми туфами Регистро (возраст 30 млн. лет). Они представлены красными и пурпурными полосчатыми туфами, содержащими стекловатые и кристаллокластические разновидности с обломками андезитов.

После формирования нижнего комплекса образовались кальдеры до 40—50 км в диаметре с вулканитами группы Карпинтеро и комплекса Чупадерос. В свою очередь, они подразделяются на формации Агуилла, Какариа и Сантпаро.

Базальная формация Агуилла мощностью от 50—100 до 250 м представлена двумя фациями: пепловых туфов, выполняющих кальдеры, и внешних потоков, представленных сваренными туфами. Затем дно кальдеры было вовлечено в куполообразование. Рвы, окружающие новообразованный купол, заполнены лавами, туфами и осадочными породами формации Какариа. Вулканические породы этой формации содержат синхронную минерализацию олова и железа. Формация Какариа имеет мощность до 300 м во

внешней части рва. Риолиты Какариа содержат прослой гематита (слой Меркадо) мощностью около одного метра.

Следующая вспышка эксплозивной деятельности привела к образованию формации Сантпарео мощностью 35—100 м. Это светло-серые кристалловитрокластические туфы с обломками пемзы, менее сваренные, чем в формации Агуилла. Позднее формировались внутренние кальдеры диаметром около 15 км со сваренными витрокристаллокластическими туфами формации Тунал (мощностью до 220 м) и витрокластическими и сферолитовыми туфами формации Санта Мария (мощностью до 60 м).

Базальты Калерас извергались по кольцевым разломам и заполняли кальдеры. Затем образовались витрокристаллокластические туфы Гаравито, туфы и лахары Тапис, витрокристаллокластические туфы Салтито, витрофировые туфы Мимберс, туфы с обломками пемз Солдадо. Возраст туфов кислого состава 25 млн. лет. Они перекрыты трахибазальтами Метатес с возрастом 10—12 млн. лет и четвертичными базальтами, которые извергались в условиях сбросообразования.

Синхронно с формированием вулканического пояса в эоцене — миоцене происходило отложение алевролитов, глин, песчаников, конгломератов, углей в районах Мексиканского залива и западного побережья. Здесь могла происходить фаціальная смена вулканитов осадочными толщами в сторону Калифорнийского залива. Последний представляет собой рифт и зону раздвига.

Структурные и геоморфологические особенности

В современном рельефе Мексики зафиксированы структурные элементы разных геологических эпох, в том числе связанные с последней орогенной перестройкой третичного времени. Этот период был наиболее продуктивным в отношении оруденения. При реконструкции современного структурного плана, унаследованного от третичного времени, использовались особенности строения современной поверхности рельефа, которые изучались по топографическим планшетам и космическим снимкам (рис. 25).

Рельеф Мексики представляет собой горные области и высокие плато с отметками 600—5000 м. С запада и востока горные области обрамлены низменностями. Определяющее значение в обособлении континентального поднятия Мексики имели третичные сбросовые дислокации и флексуры, субпараллельные зоне Тихоокеанского побережья. Формирование элементов внутренней структуры континента началось еще в позднем мезозое и особенно активно протекало в период третичной орогенной перестройки региона. Его основной структурный план определяется простиранием главных горных сооружений Мексики. При преобладающем северо-западном простирании хребтов Мексиканского орогена в качестве аномалии выступает широтный вулканический пояс (Вулканическая Сьерра), являющийся рубежом, разделяющим Мексику на северный и южный мегаблоки.



Рис. 25. Схема основных структур современного рельефа Мексики.
Составила Н. Т. Кочнева.

1 — основные разломы; 2 — второ-
степенные разломы; 3 — ортогональ-
ные сквозные зоны разломов; 4 —
кольцевые структуры; 5 — дугообраз-
ные прибрежные структуры

Вулканическая Сьерра, ограничивающая вулканический пояс Западной Сьерра-Мадре на юге, выражена в рельефе как горная цепь, которая протягивается на 800 км при ширине 50—100 км. Вулканические поднятия и отдельные вулканы имеют высоту 3000—5600 м. Формирование современной поверхности рельефа связано в основном с вулканическими процессами, которые появились здесь в третичное время и продолжаются до настоящего времени. Вулканическая Сьерра мало эродирована, что позволяет наблюдать вулканические формы рельефа почти в первоначальном виде.

Вулканическая Сьерра — барьер между областями, резко отличающимися по своим физико-географическим и структурным особенностям. Область, расположенная к северу от этого вулканического пояса, имеет много общих черт с юго-западной частью США, где преобладают в основном структуры северо-западного простирания, тогда как к югу от этого пояса простирание структур в основном широтное. По 103° и $101^{\circ}30'$ проходят крупные ступени рельефа. Наиболее приподнятый восточный блок отличается монолитным обликом рельефа. Для среднего и западного характерна большая расчлененность. Простирание долин рек и расположение хребтов, валов, гряд и обрывов позволяют выявить в рельефе линейные, кольцевые и дуговые тектонические элементы. Особенно интенсивно внутри блоков проявлены линеаменты широтного простирания.

Каждый из блоков Вулканической Сьерры отличается характерными структурными особенностями. Так, восточный блок осложнен дислокациями диагонального простирания и элементами прибрежных оседаний, ограниченных дугообразными разломами. В центральном блоке преобладают меридиональные линейные элементы, представленные в современном рельефе в виде параллельных сближенных хребтов, валов или долин. Хорошо проявлены также разломы северо-восточного простирания, которые часто ограничивают отдельные горные массивы. Внутри центрального блока выделяется много кольцевых сооружений. Следует отметить, что кольцевые структуры часто пересекают границы блоков. Западный блок — часть крупной кольцевой структуры (названный нами свод Мехико, рис. 26), и поэтому наряду с широтными элементами здесь выделяются дислокации, расположенные радиально или concentрически по отношению к ее центру.

Область, расположенная к северу от поперечного вулканического пояса, представляет собой крупное поднятие, в основном слабо расчлененное, за исключением его западной части. Как уже отмечалось, структурный план этой части Мексики подчинен дислокациям северо-западного простирания, которые расчленяют территорию на пять линейных зон (Т. Чапин и др., 1956 г.). Самая западная зона близ побережья Калифорнийского залива — всхолмленная равнина с наиболее низкими гипсометрическими уровнями. Эта зона относится к опущенной части прибрежной флексуры, ограничивающей грабен Калифорнийского залива. Прибрежная полоса

расчленена поперечными разломами северо-восточного простира-
ния на ряд более мелких блоков. Межблоковые разломы обычно
подчеркнуты речными долинами или участками линейных оседа-
ний. Внутри прибрежной зоны выделяется большое число дуго-
образных систем разломов, открытых в направлении Калифорний-

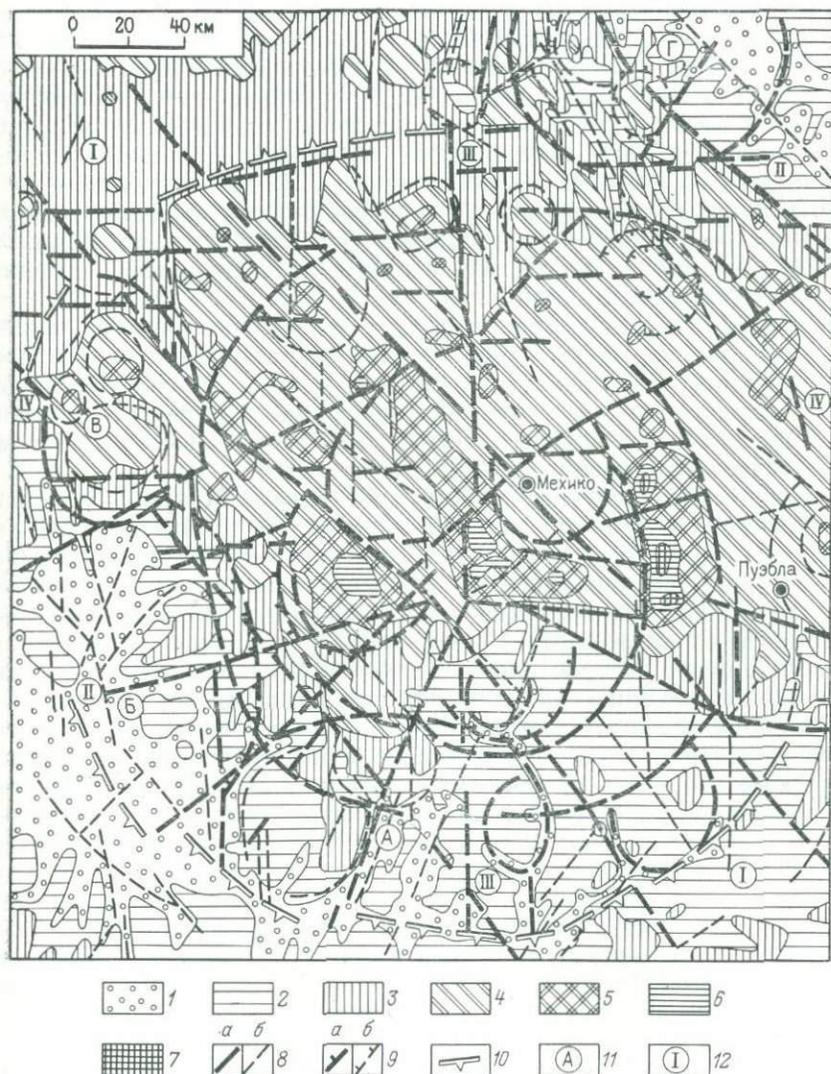


Рис. 26. Морфоструктурная схема свода Мехико. Составила Н. Т. Кочнева.
1—7—гипсометрические уровни в метрах: 1—до 900, 2—900—1500, 3—1500—2300, 4—
2300—2800, 5—2800—3300, 6—3300—4000, 7—выше 4000; 8—разломы: а—главные, б—
второстепенные; 9—кольцевые структуры: а—первого порядка, б—второго порядка;
10—граница свода Мехико; 11—обозначения крупных овальных сооружений; 12—обозна-
чения крупных линейных зон разломов

ского грабена. Интересно отметить, что более пологие дуги ограничивают относительные опускания, а крутые — ограничивают главным образом поднятия, которые часто бывают сложены интрузивами. Для прибрежной зоны характерна концентрация интрузивных тел широкого возрастного диапазона — от позднего мела до кайнозоя. С гранитоидными интрузивами здесь связаны месторождения вольфрама (G. P. Salas, 1975 г.).

Прибрежная зона является фронтальной по отношению ко всему третичному орогену Мексики. Эта зона отделена от основной части пояса Западной Сьерра-Мадре крупным тектоническим уступом с амплитудой 1,5—2 км. Вулканический пояс Западной Сьерра-Мадре — это горная цепь, непрерывно протягивающаяся от широтного пояса в северо-западном направлении к границе с США. Западная Сьерра-Мадре перекрыта потоками олигоцен-миоценовых лав. В настоящее время эта горная область представляет собой приподнятое до 4,5 тыс. м плато, расчлененное в центральной части глубокими каньонами.

Главные тектонические нарушения зоны имеют северо-западное простирание. Тремя крупными разломами северо-восточного простирания вся зона делится на четыре крупных блока. Блоки отличаются своеобразным строением поверхности современного рельефа, неодинаковой его расчлененностью, специфическими чертами геологического строения.

Характерная особенность Западной Сьерра-Мадре — цепь концентрических структур, диаметр которых не превышает 200 км. Соседние структуры перекрывают друг друга и пересекаются зонами линейных дислокаций. Эти кольцевые сооружения представляют собой округлые поднятия, расчлененные сетью радиально-концентрических дислокаций. Среди структурных форм среднего масштаба широко распространены изометричные впадины, окруженные цепью вулканических гор. Они соответствуют кальдерам.

В двух северных блоках вулканического пояса выделяется цепь кольцевых структур, которые осложняют крыло крупного сводового поднятия (Торреон). В самом южном блоке Западной Сьерра-Мадре расположена полукольцевая структура, диаметр которой достигает 600 км. В рельефе это крупное сводовое поднятие, расчлененное несколькими концентрическими дислокациями. Центральная часть этого свода осложнена несколькими автономными поднятиями. Помимо перечисленных структур выделяются также дугообразные дислокации, выходящие за пределы зоны. В их числе серия согласных дуговых дислокаций, открытых в направлении Калифорнийского залива, а также овальная дислокация — граница крупной структуры, расположенной в Западной Сьерра-Мадре, Центральном нагорье и Восточной Сьерра-Мадре. Вулканический пояс Западной Сьерра-Мадре в южной части поворачивает на восток, подчиняясь влиянию Трансмексиканской зоны широтных дислокаций. В металлогеническом отношении эта зона может быть разделена на западную часть, где преобладают золото-серебряные месторождения и встречаются сурьмяно-ртутные и свинцово-

цинковые, и юго-восточную с месторождениями «деревянистого» олова.

К востоку от Западной Сьерра-Мадре располагается зона Центрального нагорья, которое представляет собой высокое плато (высота 2,5 тыс. м). Эта зона находится за пределами вулканического пояса и может быть названа перивулканической. Однако здесь известны многочисленные субвулканические тела и небольшие покровы. Крупные концентрические структуры распространяются из зоны Центрального нагорья на запад в пределы вулканического пояса и являются общими для вулканической и перивулканической зон.

Плато Центрального нагорья осложнено отдельными поднятиями и грядами. Наибольшее число гряд расположено в северной части зоны. Помимо положительных структурных элементов здесь проявлены изометричные впадины, напоминающие по форме блюдца, которые называются бальсонами. Внутри зоны Центрального нагорья разрывы образуют две радиально-концентрические системы, которые приурочены к крупным овальным структурам. Одна из них имеет размеры 400×500 км и расположена в северной части зоны Центрального нагорья, другая — размером 1000×500 км занимает его центральную и южную части.

Обе структуры выходят далеко за пределы зоны. Северная структура (Санта-Клара) — это крупное сводовое поднятие, отличающееся интенсивной расчлененностью. Система радиальных разломов разделяет свод на несколько разновысотных секторов. Наиболее приподнятые расположены в восточной части структуры. Центральная часть хорошо подчеркивается рисунком морфотекто-изогипс, дугообразными долинами рек и очертаниями хребтов. Радиальные дислокации приурочены в основном к долинам крупных рек, таких, как Санта-Мария, Санта-Клара, Сан-Педро и др. Более крупное овальное сооружение Торреон занимает большую часть Центрального нагорья. Дислокации, связанные с этой структурой, распространяются далеко за пределы Центрального нагорья.

С западной и юго-западной границами структуры сопряжены очертания зоны пониженных аномалий Буге. Эта структура также разделена на разновысотные блоки. К наиболее приподнятым относятся южная и западная части свода. Центральная часть, расположенная в районе г. Торреон, отличается мелкими тектоническими элементами рельефа, которые группируются в концентрические системы. Интересно отметить, что структура Торреон осложнена по периферии цепочками более мелких кольцевых сооружений. В геологическом отношении северная часть зоны представляет собой область, сложенную позднемезозойскими карбонатными породами, прорванными субвулканическими телами и перекрытыми локальными полями вулканитов как олигоценового, так и миоценового возраста (11—17 млн. лет). В этой области преобладает свинцово-цинково-серебряная минерализация с золотом и медью. Крупные концентрические структуры определяют обособление концентрических рудных поясов.

В геологическом строении южной части зоны (Центральная Меса) участвуют породы восточного ответвления вулканического пояса Западной Сьерра-Мадре. Металлогенические особенности южной части зоны отличаются как от Западной Сьерра-Мадре, так и от северной части зоны. Здесь преобладают месторождения сурьмы и ртути, а также «деревянистого» олова. Необходимо отметить, что эта область является периферической по отношению к одной из упомянутых концентрических структур.

С северо-востока к периферической зоне Центрального нагорья примыкает зона Восточной Сьерра-Мадре. Это область широкого распространения платформенных карбонатных отложений мелового возраста, прорванных мелкими телами кайнозойских интрузивов. В современном рельефе это узкая горная цепь, которая доходит до излучины Рио-Браво. Гряды, составляющие горную цепь, представляют собой узкие удлиненные хребты, которые расположены в большинстве случаев параллельно. Восточная Сьерра-Мадре имеет высоту (в среднем) до 2 км, а некоторые участки до 3 км. Наиболее отчетливо выражен Великий Уступ Сьерра-Мадре, который является барьером, разделяющим горную цепь на ряд областей. Восточная Сьерра-Мадре круто возвышается над Береговой равниной Мексиканского залива. Обрывистый склон намекает и тектоническую границу между этими соседними зонами. В структурном плане зоны здесь помимо линейных элементов северо-западного простирания выявлено большое число кольцевых сооружений, диаметр которых не превышает 100 км. В металлогеническом отношении зона Восточной Сьерра-Мадре отличается развитием флюоритовой и баритовой минерализации.

Кроме описанных орогенных структур через всю территорию Мексики прослеживаются сквозные линейные элементы диагонального и ортогонального простираний. Широкая зона разрывов северо-восточного простирания располагается в северной части Мексики. Геологические и металлогенические особенности позволяют охарактеризовать ее как дотретичное поперечное поднятие. С этой зоной связан сквозной металлогенический пояс развития медной минерализации, прослеживающийся в Аризону и полуостров Калифорния (пояса Глоуб, Бисби-Моренси, Колорадо). Этот поперечный сквозной пояс охватывает северную часть вулканического пояса Западной Сьерра-Мадре и примыкающих к ней зон. Необходимо отметить, что основной серебряно-полиметаллический пояс Мексики имеет северо-западное простирание, согласное с простиранием главных зон орогена. Таким образом, оси двух крупнейших металлогенических поясов Мексики ориентированы перпендикулярно, причем поперечный пояс медной минерализации как бы прерывает основной серебряно-полиметаллический пояс.

Наряду с диагональными линейными дислокациями весьма важное значение имеет ортогональная система сквозных нарушений. Так, многие меридиональные дислокации совпадают с гипсометрическими уступами, а широтные — выделяют приподнятые блоки, нарушающие основной структурный план территории. Ши-

ротные сквозные дислокации играют, по-видимому, рудоконцентрирующую роль, определяя размещение наиболее крупных месторождений.

Таким образом, внутреннее строение третичного орогена Мексики очень сложное. Наряду с общей продольной зональностью и сменой с запада на восток следующих зон: Прибрежной, Западной Сьерра-Мадре, Центрального плато, Восточной Сьерра-Мадре, имеются структуры, которые охватывают соседние зоны. Среди них выделяются крупные концентрические сводовые поднятия и кальдеры, с которыми связаны различные рудные месторождения, и сквозные линейные разрывы, контролирующие положение специализированных металлогенических зон.

В качестве примера приводится мегаконцентрическая структура — сводовое поднятие Мехико, расположенное в восточной части Неовулканического широтного пояса. В плане эта орогенная структура имеет округлую форму с диаметром, равным 300 км (см. рис. 26). С юга, востока и запада поднятие ограничено дугообразными долинами рек Балсас и Гутцамала, с севера — депрессионной зоной и тектоническими уступами концентрической формы. В современном рельефе свод представляет собой асимметричное поднятие, северная часть которого почти на 2 тыс. м превышает южную. На космических снимках северная часть свода отличается светлым фототонем и покрыта мелкими темными пятнами, которые соответствуют вулканическим конусам.

Высокая часть свода перекрыта покровами лав третичного и четвертичного возраста, и его гипсометрический уровень создается отчасти вулканической аккумуляцией. Южная часть свода на космических снимках отличается темно-серым тоном, осложненным резкими светотенями. Эта часть свода сложена в основном породами основания неовулкаников — интенсивно эродированными палеозойскими и мезозойскими осадочно-метаморфическими породами, прорванными интрузивами. Вулканики здесь распространены ограниченно.

В северной части свода важная роль принадлежит тектоническим элементам широтного направления, которые являются отражением широтной сквозной зоны, контролирующей Неовулканический пояс.

Южная часть свода расчленена на мелкие радиальные блоки и осложнена большим числом линейных и локальных кольцевых элементов. Несмотря на все эти различия, обе половины свода объединены единой системой крупных радиальных и концентрических дислокаций. Последние делят сводовое поднятие Мехико на секториальные блоки и концентрические зоны. В северной, высокой части свода выделяются три сектора; в южной, относительно опущенной, — восемь. Концентрические дислокации ограничивают центральную часть свода и образуют две системы в его крыльях. Следует отметить, что высота гипсометрических уровней этих поясов возрастает от периферии свода к его центру.

В южной периферической части свода цепочка кольцевых структур образует концентрический пояс. Кольцевые структуры внутри пояса имеют диаметр 30—50 км. В современном рельефе это положение поднятия или округлые впадины, часто оконтуренные дугообразными долинами или узкими кольцевыми хребтами, принадлежащими к вулканическим кальдерам. Свод осложнен на склонах дугообразными дислокациями, «открытыми» в направлении его периферии.

Выше уже отмечалась большая роль крупной зоны широтных дислокаций (см. рис. 26), пересекающей северную часть сводового поднятия. Граница этой зоны — крупный тектонический уступ. Этому же направлению подчинены цепочки вулканов, узкие гряды, хребты, мелкие прямолинейные депрессии и др.

Особенности металлогении

В истории тектонического развития Мексики было несколько кульминационных периодов, которые соответствовали этапам тектоно-магматической активизации. Именно с этими периодами совпадали основные металлогенические эпохи.

Ранее упоминалось о том, что на полуострове Калифорния и на северо-западе Мексики (штаты Сонора и Синалоа) распространены метаморфические толщи и гранитоиды докембрия, абсолютный возраст которых 1760—1450 млн. лет (G. P. Salas, 1975 г.). Мы придерживаемся мнения о том, что полуостров Калифорния и район северо-восточного побережья Калифорнийского залива представляют собой части докембрийского щита, подвергшегося распаду в мезозое и кайнозое. Рудопроявления золота, которые приурочены здесь к толще черных сланцев и алевролитов и представлены системой послынных кварцевых прожилков (рудопроявление Лос Адемадос), по-видимому, докембрийского возраста.

Другой металлогенической эпохой, в которую проявилось весьма разнообразное оруденение, было меловое время. В направлении западного побережья меловая карбонатно-терригенная толща платформенного чехла (или миогеосинклинали, по другим мнениям) фациально замещается вулканитами. В районах фациального замещения известны стратиформные месторождения марганца и барита. В меловое время внедрились многочисленные гранитоидные интрузивы также в зоне близ западного побережья и на полуострове Калифорния. С гранитоидами этого возраста связаны кварц-вольфрамитовые и другие месторождения.

В эоцене в северо-западной части Мексики, возможно в пределах поперечного северо-восточного поднятия, внедрились штоки монзонит-порфиrow, с которыми связано медно-порфиrowое оруденение (месторождения Ла Каридад и др.), образованное в третью металлогеническую эпоху.

Наиболее продуктивной рудоносной эпохой Мексики было олигоцен-неогеновое время, когда образовались разнотипные жильные месторождения серебра и золота, свинца и цинка, сурьмы и рту-

ти, флюорита и урана, стратиформные — железа и марганца, а также других типов. В это время минерализация формировалась в несколько этапов, о чем свидетельствуют геологические соотношения оруденения. Так, на месторождении Эсмеральда полиметаллические жилы пересекаются риолитовыми дайками, а последние уже секутся карбонатно-флюоритовыми жилами. На ряде месторождений известно несколько взаимно пересекающихся генераций жил. Например, на месторождении Пачука выделяются две генерации сереброносных жил.

В один из ранних этапов были образованы стратиформные месторождения железа, которые залегают в вулканитах группы Карпинтеро, имеющих возраст 30 млн. лет. К вулканитам близкого возраста приурочены месторождения «деревянистого» олова. Ранняя группа свинцово-цинково-серебряных месторождений, залегающих в толщах основания вулканического пояса, имеет олигоценый возраст. К ним относятся месторождения Провиденсия и Сан-Франциско-дель-Оро. Абсолютный возраст руд последнего (определенный по адюляру) 38 млн. лет. Сульфидные руды месторождения Консепсьон-дель-Оро имеют возраст 16 млн. лет (G. P. Salas, 1975 г.). Сереброносные жилы месторождения Пачука плиоценового возраста. Таким образом, выделяются по меньшей мере три этапа рудообразования: 1) среднеолигоценый (28—30 млн. лет), 2) среднемиоценовый (16 млн. лет) и 3) плиоценовый.

Основные металлогенические пояса Мексики имеют северо-западное простирание (G. P. Salas, 1975 г.). Они включают разновозрастное оруденение и отличаются сложной металлогенической специализацией. Согласно Г. П. Саласу, выделяются следующие пояса северо-западной и широтной ориентировки: 1) Нижней Калифорнии с разновозрастными золоторудными, медно-молибденовыми и другими месторождениями; 2) Западной Сьерра-Мадре, где на западе преобладают золото-серебряные месторождения, а на востоке — свинцово-цинково-серебряные и сурьмяно-ртутные; 3) Центральной Месы с сурьмяно-ртутными и оловянными месторождениями риолитовой формации и железорудными вулканогенными месторождениями; 4) Восточной Сьерра-Мадре (перивулканический пояс) со свинцово-цинково-серебряными и железорудными, а также флюоритовыми и баритовыми месторождениями; 5) Трансамериканского неовулканического широтного пояса со свинцово-цинково-серебряными, серебряными и сурьмяно-ртутными месторождениями; 6) Южный Сьерра-Мадре с железорудными и медными месторождениями.

Помимо продольных металлогенических поясов, совпадающих с системой продольных структурных зон Мексики, имеющих северо-западное направление, важную роль в распределении рудных районов играют концентрические структуры орогенного типа. Анализ регистрационных карт, отражающих распределение месторождений, показывает, что месторождения разного состава группируются в специализированные рудные зоны, часто имеющие дуговые очертания (рис. 27).

В западной части вулканического пояса Западной Сьерра-Мадре находится металлогеническая зона золото-серебряных месторождений. Их распределение, вероятнее всего, контролируется дугообразными зонами дислокаций, опирающимися на побережье Калифорнийского залива; они, по-видимому, связаны с образованием рифтовой впадины залива.

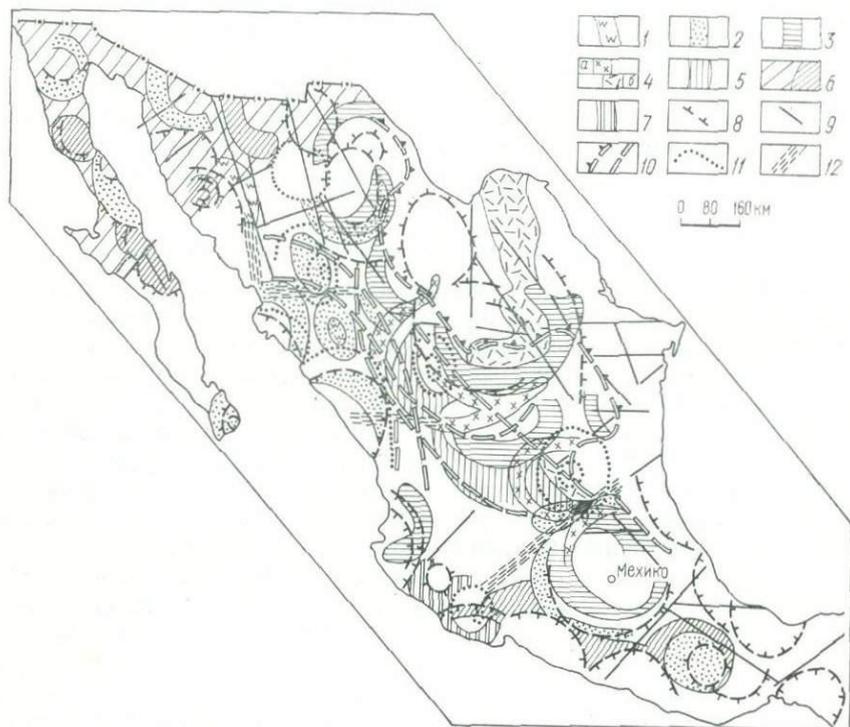


Рис. 27. Схема металлогенического районирования Мексики. Составил И. Н. Томсон.

Металлогенические провинции и зоны: 1 — вольфраморудные; 2 — золоторудные; 3 — свинцово-цинково-серебряные; 4 — а — ртутные, б — флюоритовые; 5 — оловорудные; 6 — меднорудные; 7 — железорудные; 8 — границы сводов по морфоструктурным данным; 9 — разломы; 10 — гипсометрические ступени; 11 — концентрические структуры (по космическим снимкам); 12 — линейные зоны дислокаций (по космическим снимкам)

В центральной части Мексики, охватывающей зоны Западной Сьерра-Мадре, Центральной Месы и Восточной Сьерра-Мадре, большая роль в распределении специализированных зон принадлежит вышеописанным мегаконцентрическим структурам. Дугообразные металлогенические зоны расположены по периферии этих структур. Во внешних зонах обычно локализуются сурьмяно-ртутные месторождения, которые приурочены к полукольцевым поясам, окаймляющим юго-западные части мегаконцентрических структур.

Две подобные структуры в центральной части Мексики окаймлены внешними дугообразными поясами месторождений «деревя-

нистого» олова, которые как бы занимают место сурьмяно-ртутных. Две дугообразные зоны с аналогичными месторождениями совпадают с металлогеническим поясом Центральной Месы. В направлении к ядру концентрических структур месторождения олова сменяются зонами золото-серебряных и сложных серебряно-полиметаллических месторождений. В их центральной части размещены лишь флюоритовые месторождения.

Неовулканический Трансмексиканский широтный пояс сопровождается разнообразными, в том числе собственно серебряными, месторождениями. Однако и здесь их распределение связано с мегаконцентрическими структурами. Крупнейшая из них с центром в г. Мехико окаймлена сереброносной, серебряно-полиметаллической и сурьмяно-ртутной зонами.

Таким образом, мегаконцентрические структуры рудоносны в своих периферических западных и юго-западных частях. Металлогенические зоны являются общими для соседних продольных поясов орогена — вулканического и перивулканического, подобно тому, как это имеет место в Восточно-Сихотэалинском орогене.

Другие закономерности характерны для локализации месторождений крупного масштаба. Если специализированные металлогенические зоны контролируются мегаконцентрическими структурами, то многоэтапные месторождения крупного масштаба чаще всего приурочены к широким прямолинейным зонам дислокаций, пересекающим эти структуры. К подобным дислокациям в Мексике относятся широтные зоны, расположенные на продолжении трансформных разломов дна Тихого океана. Один из таких разломов — Клариион — находит свое продолжение на континенте в виде широтного Неовулканического пояса Мексики. К этой зоне дислокаций приурочены крупные рудные узлы Пачука, Гуанохуато и др. Подобную же рудоконцентрирующую роль играет широтная зона Торреон, с которой совпадает крупная флексура в мезозойских толщах перивулканической зоны. Широтные рудоконцентрирующие структуры Мексики имеют много общего с подобными широтными сквозными структурами Приморья. Неовулканический пояс Мексики, так же как и в Приморье, отчленяет южный приподнятый блок, в пределах которого вскрываются выступы метаморфического фундамента.

Медно-порфиновый рудный район Северной Соноры

Меднорудный район Северной Соноры, характеризующийся уникальными запасами меди, располагается на юго-западном фланге поперечного медного пояса. Он включает пользующиеся всемирной известностью крупные месторождения молибденосодержащих медно-порфиновых руд Кананеа, Наказари, Ла Каридад, серию других месторождений того же типа (Кумпас, Ла Флорида, Барригон), небольшое гидротермальное жильное месторождение сурьмы (Ариспе) и месторождение флюорита (Эскуэда).

Наиболее крупное месторождение — Кананеа, порфиновые руды которого содержат в среднем 1,1% меди и 0,005% молибдена. Запасы меди этого месторождения с учетом эквивалентного молибдена 6 млн. т. Значительными запасами характеризуется также месторождение Ла Каридад (более 4 млн. т меди), которое, как и Кананеа, принадлежит к числу крупных медных месторождений мира. Вероятные запасы руды этого месторождения оцениваются в 600 млн. т при содержании меди 0,68%.

Все проявления медной минерализации района Северной Соноры располагаются в пределах дугообразной медной металлогенической зоны, обращенной выпуклостью на юго-запад в сторону побережья Калифорнийского залива (см. рис. 27). Длина этой зоны около 200 км при ширине 50 км.

Рудный район Северной Соноры по геологическому строению, генетическому типу меднорудных месторождений и их возрасту весьма близок к меднорудным районам прилегающей территории США. В то же время для группы мексиканских месторождений характерны некоторые специфические черты. В частности, здесь широко развиты трубообразные тела брекчий и хорошо проявлена приуроченность оруденения к этим образованиям. Трубообразные брекчиевые тела в большинстве случаев главные рудоконтролирующие структуры, чего нельзя сказать о месторождениях меди, расположенных в Юго-Восточной Аризоне (США).

Наиболее интересное месторождение медно-порфировых руд Северной Соноры и, по-видимому, Мексики — Кананеа. В геологическом строении рудного поля этого месторождения участвуют разновозрастные магматические породы, как интрузивные, так и вулканические, прорывающие осадочно-метаморфические отложения, представленные известняками и сланцами (рис. 28).

Наиболее ранние по времени образования — гранитоидные интрузивы докембрия, выходы которых занимают значительные площади в центральной и западной частях рудного поля. По данным Т. Андерсена и Л. Сильвера (1977 г.), абсолютный возраст этих пород, определенный U—Pb методом по циркону, составляет 1440 ± 15 млн. лет. Выше их залегают палеозойские кварциты и известняки, несогласно перекрытые мощным комплексом вулканических пород, включающих покровы андезитов, их туфы и агломераты. Все эти породы интродированы штоками и дайками пород основного и кислого состава — гранитами, гранодиоритами, сиенитами с абсолютным возрастом 64—69 млн. лет.

Близки по возрасту к оруденению штоки и дайки кварцевых и кварц-монцитонитовых порфиров. Абсолютный возраст этих пород, по данным В. Саегарта, И. Селла и Б. Килпатрика (1974 г.), колеблется от $54 \pm 1,6$ до $48,9 \pm 1,9$ млн. лет.

На месторождении Ла Каридад, расположенном на расстоянии 50 км к юго-востоку от Кананеа, развиты пострудные риолитовые туфы с абсолютным возрастом $24 \pm 0,5$ млн. лет. Возраст самой рудной минерализации Кананеа и всего рудного района Северной Соноры определялся по возрасту синхронных с оруденением кварц-

монцонитовых порфиров. Она сформировалась в интервале 54—48 млн. лет (данные В. Саегарта, И. Селла и Б. Килпатрика, 1974 г.).

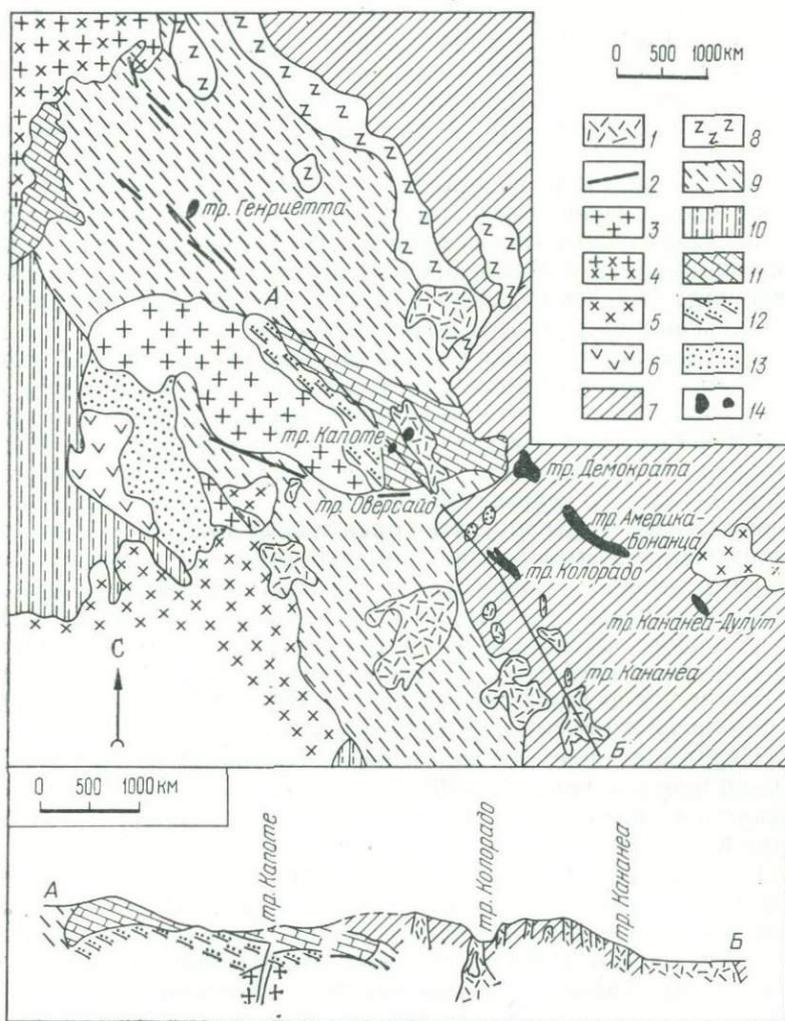


Рис. 28. Геологическая карта месторождения Кананеа. По И. Г. Павловой (1978 г.).

1 — кварцевые порфиры; 2 — диабазовые дайки Кампана; 3 — граниты Кананса; 4 — гранодиориты Кунтаса; 5 — диориты Тинайя; 6 — сиениты Эль-Торре; 7 — формация Меца; 8 — диабазы Мариквата; 9 — формация Генриетта; 10 — формация Елена; 11 — палеозойские известняки; 12 — кварциты Капоте; 13 — четвертичные отложения; 14 — брекчиевые трубки

Тела кварцевых, кварц-монцонитовых порфиров и оруденелые трубки образуют пояс северо-западного простирания, который в пределах рудного поля Кананеа протягивается на 10 км. Минера-

лизованные трубчатые тела брекчий в этом поясе располагаются в виде двух параллельных цепочек (вытянутых в том же северо-западном направлении) — юго-западной и северо-восточной (см. рис. 28). В северо-восточную цепочку входят трубы Демократа, Америка-Бонанца, Кананеа-Дулут и др., в юго-западную — Генриетта, Капоте, Оверсайд, Колорадо, Кананеа и др.

В. Перри (1961 г.) сообщил об отсутствии в рудном поле Кананеа крупных сбросов. Брекчиевые трубы были главными магмо- и рудоконтролирующими структурными элементами, образованными в эоцене, как в Кананеа, так и во всем меднорудном районе Северной Соноры. В большинстве случаев оруденелые брекчиевые трубы сложены угловатыми или же в той или иной степени округлыми обломками вмещающих пород, сцементированными гидротермальными рудными и жильными минералами. Рудные минералы — халькопирит, сфалерит, галенит, борнит, молибденит. Главные из них — халькопирит, сфалерит и галенит. В некоторых трубах в размещении галенита и халькопирита проявлена отчетливая вертикальная зональность: галенит тяготеет к верхним горизонтам месторождений, халькопирит — к нижним. Жильные минералы представлены в основном кварцем, серицитом и карбонатами. В контактах с рудными телами все вмещающие породы месторождения Кананеа интенсивно серицитизированы.

Минеральные трубообразные брекчиевые тела месторождения различаются деталями внутреннего строения, очертаниями горизонтальных сечений, характером изменения строения и формы с глубиной, расхождением вертикальных перемещений обломков. Некоторые трубы характеризуются резким изменением размеров и форм сечения с глубиной. В целом размеры трубок в диаметре 300—1000 м. Их падение обычно крутое или вертикальное. На глубину они прослеживаются до 600 м и более.

В. Перри, детально и всесторонне изучавший рудное поле Кананеа, выделил и описал (1961 г.) следующие характерные для него типы оруденелых трубок: Капоте, Кананеа-Дулут, Восточная брекчия и Ла Колорадо.

1. Тип Капоте. Рудное тело здесь представлено пологой залежью в известняках, которая лишь на глубине переходит в брекчиевую трубку. Трубка пересекает известняки, мощную толщу подстилающих кварцитов и уходит в граниты. В. Перри отмечает, что в этой трубке фиксируется вертикальное перемещение обломков пород сверху вниз на расстояние до 330 м, которое устанавливается по наличию обломков кварцитов в гранитах. К типу Капоте относятся рудные трубы Брекчия-301 и Оверсайд. На участке трубы Брекчия-301 известна постбрекчиевая порфиристая дайка, вскрытая горными выработками на глубоких горизонтах.

2. Тип Кананеа-Дулут. Трубообразное тело Кананеа-Дулут пересекает почти под прямым углом пологозалегающие пласты туфов и других вулканических пород. Трубка прослежена на глубину 600 м от поверхности. Сечение ее в верхних горизонтах овальное, а на глубоких горизонтах — многогранное. Руда залегает в

краевых частях трубки Кананеа-Дулут. Она состоит из интенсивно брекчированных пород, сцементированных галенитом, сфалеритом, халькопиритом, кварцем, карбонатами и адуляром, причем количество галенита возрастает в рудах от нижних горизонтов к верхним, а халькопирита — от верхних к нижним. От периферии к центру трубки наблюдается постепенное укрупнение обломков. В центре встречаются крупные пустоты, на стенках которых нарастают крупные кристаллы кварца и карбонатов. И. Г. Павлова к к этому же типу относит трубки Америка-Бонанца, Демократа, Генриетта и др. (1978 г.).

3. Тип Восточная брекчия. Трубка Восточная брекчия представлена сплошным телом трубообразной формы на глубину 360 м и ниже, а выше этого уровня она раздваивается на восточную и западную ветви или отроги (по В. Перри, 1961 г.). Восточная ветвь прекращается на глубине 120 м. Над ней располагаются небрекчированные породы. Западная ветвь прослеживается вверх до уровня 240 м. Она выклинивается в массивных кварц-монцонитовых порфирах. На глубине 360 м трубообразное тело имеет размеры в плане приблизительно 240×90 м.

Брекчиевое тело сложено угловатыми и округлыми обломками интенсивно серицитизированных кварц-монцонитовых порфиров и эффузивных пород. Обломки сцементированы кварцем, пиритом, халькопиритом и молибденитом. На отдельных участках в рудах широко развит халькозин. Рудная минерализация локализуется в верхней части трубки и частично развивается в зонах трещиноватости над трубой, образуя здесь штокерковый тип оруденения. Первичная халькопиритовая и молибденитовая минерализация распространена и на нижних горизонтах, где локализуется вдоль восточного края трубки.

4. Тип Ла Колорадо. Трубка Ла Колорадо по сравнению с другими трубками обладает весьма сложным строением, большими масштабами развития типичных медновкрапленных руд (рис. 29), особенно на глубоких горизонтах. В верхней части примерно до уровня 500 м трубка Ла Колорадо имеет вид неправильного конуса, обращенного расширенным основанием к поверхности. По периферии трубки, как отмечает В. Перри (1961 г.), развиты кварц-полевошпатовые породы, а внутренняя часть ее сложена кварцем, сплошными сульфидными рудами и флогопитом. В самом центре конуса зона сульфидных руд и кварца сменяется рудными и затем безрудными брекчиями с очень низким содержанием сульфидов. Такое строение трубка Ла Колорадо имеет в интервале 500—300 м. Выше уровня 300 м над брекчиями центральной части конуса располагаются не затронутые минерализацией кварцевые порфиры, образующие безрудное ядро, окруженное кольцеобразной зоной прожилковых медных руд.

В целом для рудных тел месторождения Кананеа характерны исключительная роль в локализации оруденения брекчиевых трубок, а также тесная их генетическая связь с субвулканическими телами кварц-монцонитовых порфиров.

Другое крупное медно-порфировое месторождение Северной Сонары — Ла Каридад расположено в 50 км к юго-востоку от Кананеа, на восточном склоне одного из хребтов Сонары, представляющей собой южное продолжение известной Провинции Бассейну и Хребтов США. Медная минерализация в Ла Каридад проявляется почти исключительно в кварц-монцититовых порфирах и тесно ассоциирует с телами интрузивных брекчий (рис. 30).

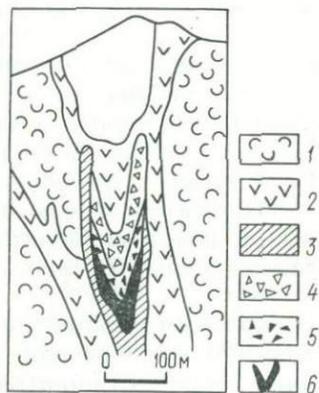


Рис. 29. Разрез трубки Ла Колорадо месторождения Кананеа. По А. М. Бэтману (1949 г.).

1 — туфы; 2 — кварцевые порфиры (вулканическая «пробка»); 3 — кварц-пеллошпатовая порода (по кварцевому порфиру); 4 — брекчия; 5 — рудная брекчия; 6 — богатая медная руда

В рудном поле Ла Каридад все вмещающие породы интенсивно изменены. По данным В. Саегарта, И. Селла и Б. Килпатрика (1974 г.), в центральной части рудного поля интенсивно проявлена березитизация (развитие кварц-серицит-пиритовой ассоциации минералов), затем располагается зона аргиллизации и за ней — внешняя зона пропилитизированных пород.

Гипогенные руды включают следующие минералы (в последовательности убывания их распространенности в рудах): пирит, халькопирит, молибденит, сфалерит, галенит и очень редко борнит. Содержание сульфидов в рудной массе 2—3%. Сульфиды образуют включения в измененной породе или слагают цемент в брекчиях. Часто пирит, халькопирит и другие сульфиды развиваются по биотиту кварц-монцититовых порфира. В ряде случаев отмечается прямая зависимость в содержании сульфидов от интенсивности

кварц-серицитового изменения пород. В центральной части месторождения примерно 60% халькопирита и пирита заключено в цементе интрузивных брекчий. Минерализованные тела брекчий распространены в виде линейной меридиональной цепочки, протягивающейся через центральную часть месторождения (см. рис. 30).

Молибденит тесно связан с халькопиритом и пиритом, но в отдельных участках рудного поля они разобщены пространственно. Максимальные содержания молибденита отмечаются в восточной части месторождения. Здесь его содержание возрастает примерно в 4 раза по сравнению со средним содержанием в рудах. Соотношения молибденита с халькопиритом и пиритом свидетельствуют о проявлении более ранних генераций этого минерала (по отношению к пириту и халькопириту). По данным В. Саегарта и др. (1974 г.), время образования молибденитовых выделений на северном фланге месторождения определяется К—Аг методом по серициту в $48,9 \pm 1,9$ млн. лет.

Широкое развитие брекчий в рудных полях медно-порфировых месторождений Северной Соноры свидетельствует о небольших глубинах их формирования (до 1 км).

Наибольшее сходство с месторождениями медно-порфировых руд Соноры обнаруживают месторождения медного пояса Чили. В Чили, как и в Мексике, наиболее распространенными рудоко-

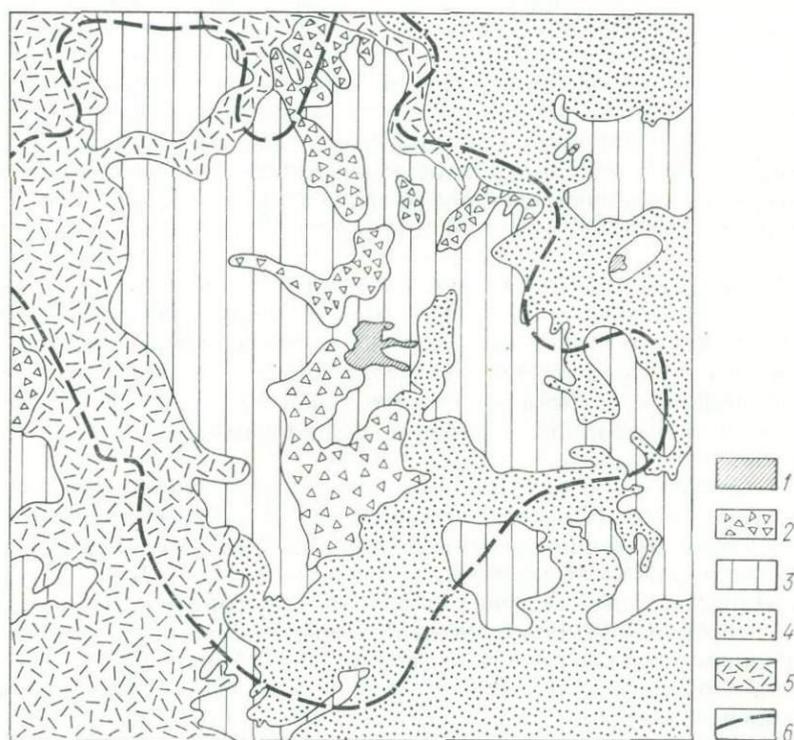


Рис. 30. Геологическая карта медно-порфирового месторождения Ла-Каридад (W. E. Saggart, I. D. Sell, B. E. Kilpatrick, 1974 г.)

1 — пегматиты; 2 — интрузивные брекчи; 3 — кварц-монцитонитовые порфиры; 4 — гранодиориты; 5 — диориты; 6 — контур развития медных руд

тролирующими структурами являются трубчатые и дайковые тела взрывных брекчий (месторождения Эль-Теньенте, Сан-Сальвадор, Рио-Бланко и др.). Кроме того, эти две области развития медно-порфировых руд сближает и тесная связь оруденения с субвулканическими телами кварцевых порфиров и кварц-монцитонитовых порфиров.

По аналогии со многими районами развития медно-порфировых руд на флангах рудных полей Северной Соноры можно ожидать выявления жил со свинцово-цинковой и золото-серебряной

минерализацией, а также контактово-метасоматических рудных залежей, располагающихся вблизи контактов порфировых интрузивов с карбонатными породами.

Серебряно-свинцово-цинковый рудный район Парраль-Санта-Барбара

Рудный район Парраль-Санта-Барбара расположен на границе вулканического пояса Западной Сьерра-Мадре, которая является перивулканической зоной, с Центральным плато Мексики. Это один из крупнейших районов Мексики по запасам и добыче серебряно-свинцово-цинковых руд. Он включает три крупных месторождения: Парраль, Сан-Франциско-дель-Оро и Санта-Барбара. Кроме того, на его территории находятся одно небольшое месторождение серебряно-свинцово-цинковых руд — Матаморес и несколько гидротермальных месторождений марганца (Таламантес и др.).

Район Парраль-Санта-Барбара находится в 900 км к северо-западу от г. Мехико. Он расположен в северо-западной внешней зоне свода с центром в окрестностях г. Торреон (см. рис. 25), выделенного по данным анализа современного рельефа Н. Т. Кочневой. Район находится на участке развития разломов субширотного, северо-западного и субмеридионального простираний и локальных небольших сводов.

Совместно с расположенными севернее крупными месторождениями серебряно-свинцово-цинковых руд — Санта-Еввалия и Найка, а также многочисленными аналогичными по составу руд мелкими месторождениями и рудопроявлениями месторождения района Парраль-Санта-Барбара образуют дугообразную зону развития серебряно-свинцово-цинковой минерализации, приуроченную к внешнему концентрическому поясу свода Торреон (см. рис. 25). Длина этой зоны около 200 км при ширине 50 км. Крупные месторождения района — Парраль, Санта-Барбара и Сан-Франциско-дель-Оро — находятся на расстоянии 15—20 км друг от друга. В целом рудный район занимает площадь около 700 км².

Наиболее древние геологические образования рассматриваемого района — интенсивно дислоцированные и разбитые разломами осадочные породы мелового возраста, представленные мощной толщей сланцев (известковистых с прослоями известняков и глинистых). На эродированной поверхности этих образований залегает толща миоценовых андезитов.

В период формирования руд андезитовые покровы были слабо эродированы и мощность их достигала не менее 900 м. Осадочные породы и андезитовые покровы прорваны штоками, дайками и силлами кварцевых монзонитов. Последние наиболее широко развиты в рудном поле Парраль. Здесь они слагают несколько штоков с сечением в плане 7×4 км и более. Следующие по времени образования в районе — риолитовые штоки и дайки. Рудные жильные тела и залежи полиметаллических месторожде-

ний района близки по возрасту к риолитовым телам. Известны дорудные штоки и дайки риолитов (рудные поля Парраль и Санта-Барбара), внутрирудные дайки риолитов (месторождение Парраль) и мощные протяженные риолитовые дайки, секущие руды (месторождение Эсмеральда и др.). На месторождении Парраль дайки протяжением до 6 км и мощностью до 30 м пересекают на отдельных участках серебряно-свинцово-цинковые рудные тела и в то же время сами местами пересекаются более поздней минеральной ассоциацией гипогенных руд месторождения, слагающей кварц-флюоритовые жилы.

На месторождении Санта-Барбара тоже развиты мощные дайки риолитов. Одна из них дорудная и пересекается рудными жилами месторождения. Другие дайки риолитов здесь пострудные. Риолитовые дайки пересекают не только осадочные породы нижнего структурного яруса, но также и нижние покровы.

Согласно сообщениям Д. Риджа (1974 г.), самые молодые магматические породы района — дайки диабазов и покровы базальтов. Последние широко распространены в рудном поле месторождения Санта-Барбара. Одни исследователи относят их к плиоцену, другие — к плейстоцену. По всей вероятности, дайки диабазов являются корнями молодых базальтовых покровов. Как уже отмечалось, базальты и диабазы моложе руд. Пострудный возраст базальтов зафиксирован на месторождении Эсмеральда и некоторых других участках района.

Серебряно-свинцово-цинковые месторождения района Парраль-Санта-Барбара в основном типичные гидротермальные образования и относятся к полиметаллической формации серебро-содержащих руд. Их рудные тела имеют различную протяженность по простиранию и падению и формировались в условиях как заполнения открытых полостей, так и замещения пород в зонах трещиноватости, брекчирования и дробления.

Первичные руды серебряно-свинцово-цинковых месторождений района Парраль-Санта-Барбара не отличаются большой сложностью минерального состава. Главный рудный минерал в них галенит, обычно серебросодержащий, в значительных количествах развиты сфалерит и пирит. Постоянным минералом, иногда также содержащим серебро, является тетраэдрит. Пираргирит, прустит, халькопирит и другие минералы, встречающиеся в рудах, имеют второстепенное значение. В ряде месторождений сфалерит основной серебросодержащий минерал, как это, в частности, имеет место в жилах рудников Приета и Эсмеральда. В жиле Вета-Колорадо сфалерит составляет всего 3% от объема добываемых руд, но и здесь он также главный источник серебра. Чистый сфалеритовый концентрат, полученный из руд Парраля и Санта-Барбары, содержит до 5, 6 кг серебра на тонну.

Главными жильными минералами являются в большинстве случаев кварц и карбонаты, и только те рудные тела, которые могут быть отнесены к образованиям скарново-полиметаллической формации, содержат силикаты: гранат, пироксен, эпидот, геден-

бергит и др. На некоторых участках месторождений в жилах встречается флюорит, нередко в ассоциации с баритом.

В рудном районе Парраль-Санта-Барбара, как уже отмечалось, наряду с серебряно-свинцово-цинковыми распространены также гидротермальные месторождения марганца — Таламантес, Сатево и др. Эти месторождения располагаются во внешней зоне рудного района, обрамляя площади с максимальным развитием серебряно-свинцово-цинковых руд. Таким образом, в Парраль-Санта-Барбара отчетливо проявлена латеральная зональность в размещении двух наиболее типичных для него формаций — серебряно-свинцово-цинковой и марганцевой.

Месторождения марганца представлены единичными жилами или системами жил и зонами прожилковых руд в третичных риолитовых покровах. Месторождение Таламантес — наиболее крупное из всех марганцевых месторождений района. В прошлом оно интенсивно обрабатывалось, но, несмотря на это, все еще содержит запасы марганцевых руд, значительные для месторождений Мексики. Оно находится в 20 км к востоку от Парраля. Рудные тела залегают в зонах брекчирования монзонитов, образуя несколько жильных систем, круто падающих на восток или запад, субмеридионального простирания протяженностью до 800 м и мощностью 1—8 м. Наиболее крупная на месторождении — жильная система Сан-Антонио, содержание марганца в рудах которой около 20%. Руды месторождения окислены до глубины 25—35 м. Ниже они сложены кварцем, кальцитом темного цвета и баритом, в незначительном количестве содержат галенит. Спектральным и химическим анализами в рудах устанавливаются примеси Cu, Ag, Au и W.

Месторождение Санта-Барбара — одно из основных серебряно-свинцово-цинковых месторождений характеризуемого района. Рудное поле этого месторождения занимает территорию, удлинненную в плане в направлении с севера на юг, размером примерно 6,5 × 5 км (рис. 31).

Наибольшую площадь в рудном поле занимают глинистые и известковистые сланцы, известняки мелового возраста, которые слагают мощную толщу. По данным Дж. Скотта (1958 г.), количество известковистого материала в этой толще заметно увеличивается с глубиной. На самых глубоких горизонтах Санта-Барбары (Александрии и Ла-Пас) среди известняков встречен горизонт сильноокварцованных песчанистых сланцев, напоминающих кварциты. Все эти отложения смяты в крупную антиклиналь, ось которой простирается по азимуту 330°. Западное крыло антиклинали наклонено под более крутым углом, чем восточное, в силу чего она имеет асимметричное строение. Кроме этой основной пликвативной структуры в пределах рудного поля выделяются мелкие складчатые сооружения. Все они разбиты многочисленными разломами.

На юго-востоке рудного поля осадочные породы мела несогласно перекрыты мощными покровами миоценовых андезитов.

Андезиты наиболее широко развиты в 10 км к югу от рудного поля, где слагают горную цепь Сьерра-Санта-Барбара с крутыми утесами. Вблизи контакта с андезитами подстилающие их сланцы окварцованы. Андезиты по удалении от контакта приобретают яркую порфировую текстуру. Известен случай пересечения их дайкой риолитов; этим и определяется относительно более моло-

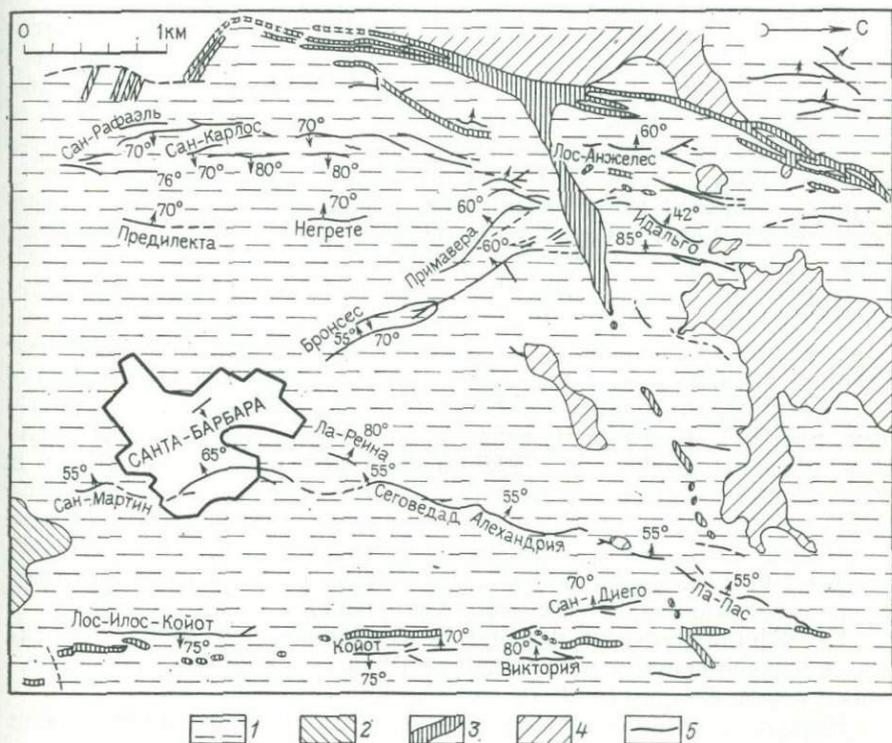


Рис. 31. Геологическая карта месторождения Санта-Барбара (шт. Чинауа, Мексика). По Дж. Скотту (1958 г.).

1 — глинистые сланцы; 2 — андезиты; 3 — дайки риолитов; 4 — базальты; 5 — жилы

дой возраст риолитов, которые, как и андезиты, относятся к миоценовым образованиям.

Здесь, так же как и в районе Парраль-Санта-Барбара, среди риолитовых даек различаются до- и пострудные. Преобладают пострудные дайки. В меньшей степени развиты силлы и небольшие штоки риолитов. Дайки риолитов в большинстве случаев имеют значительную протяженность (до 4—5 км). Кроме них в рудном поле развиты пострудные дайки андезитов и дацитов, а также покровы диабазов и базальтов. Последние преобладают в северной и западной частях рудного поля. За его пределами, к югу

от Санта-Барбара встречены неки, сложенные базальтовыми вулканическими шлаками.

Главные рудокализирующие структуры в рудном поле — протяженные по простиранию и падению сбросы, сдвиги, зоны дробления и трещиноватости, ориентированные преимущественно в меридиональном направлении. Большинство из них характеризуется наличием изгибов по простиранию и падению, к которым и приурочены обогащенные участки рудных тел.

Рудные жилы месторождения Санта-Барбара сопровождаются сериями различно ориентированных ответвлений, в которых нередко столбообразные раздувы. Оси последних ориентированы по-разному: вертикально и наклонно при локализации рудных жил в сдвиговых нарушениях, горизонтально в случае приуроченности рудных жил к сбросам. Почти все жилы залегают в сланцах и других осадочно-метаморфических породах, и лишь единичные тела пересекают андезиты миоцена. Как и сами рудовмещающие структуры, рудные тела Санта-Барбара имеют значительную протяженность, что и отличает их от жил Паррала и Сан-Франциско-дель-Оро.

Основные рудовмещающие разломы располагаются в крыльях главной антиклинали в виде двух параллельных субмеридиональных систем, отстоящих на расстоянии 3,5—4 км друг от друга (см. рис. 31). В северной части рудного поля эти разломы главным образом имеют западное падение под углами 55—70°, а в южной части — как западное, так и восточное под теми же углами. Кроме субмеридиональных нарушений отчетливо выделяются отдельные диагональные разрывы северо-восточного и северо-западного направлений. Часть из них также контролирует размещение даек магматических пород и оруденения.

Субмеридиональные нарушения в основном являются сбросами, а северо-восточные и северо-западные — сдвигами с небольшими вертикальными составляющими.

Наряду с четко выраженными системами дорудных разломов в рудном поле Санта-Барбара выделяются две системы пострудных разломов северо-западного простирания (280 и 315°). Амплитуды горизонтальных и вертикальных смещений вдоль них невелики. Только на руднике Кларинес отмечено вертикальное смещение жилы с амплитудой 90 м. В ряде пострудных разломов локализованы риолитовые и диабазовые дайки.

Как показали исследования Дж. Скотта (1958 г.), наиболее благоприятные участки для локализации руд в сбросах — их крутопадающие интервалы, а в сдвигах — северо-восточного и северо-западного простираний — участки искривления трещин по простиранию. В тех и других благоприятных отрезках разрывов располагаются рудные столбы. Некоторые жилы и жильные системы Санта-Барбара относятся к расщепленным жилам, заключающим линзовидные блоки безрудных вмещающих пород, которые иногда достигают значительных размеров. Подобными линзовидными блоками, по данным Дж. Скотта, разделены жильные системы

Сан-Рафаэль-Кларинес и Кобриза-Пиларес, локализованные на юго-западе рудного поля Санта-Барбара. Примером сложных расщепленных жил Санта-Барбара может служить жила Мина-дель-Агуа, входящая в сложную жильную систему Мина-дель-Агуа — Пало-Бланко (рис. 32). Длина клиновидного блока вмещающих пород 400 м.

В первичных рудах месторождения Санта-Барбара установлено более тридцати гипогенных минералов: сульфидов, сульфосо-

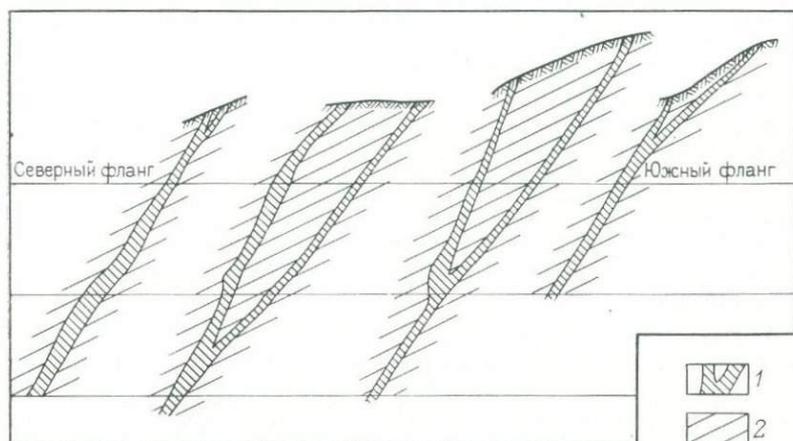


Рис. 32. Серия вертикальных разрезов вкрест простирания части жильной системы Мина-дель Агуа — Пало-Бланко. По Дж. Скотту (1958 г.). Интервалы между отдельными сечениями — 100 м.

1 — жила Мина-дель-Агуа; 2 — вмещающие породы (глинистые сланцы, известковистые сланцы и известняки)

лей, окислов, карбонатов и силикатов. Наиболее распространены галенит, сфалерит, халькопирит и пирит, а также кварц и кальцит. Для отдельных рудных тел весьма типичны флюорит и высокотемпературные силикаты. С глубиной галенит, халькопирит и пирит образуют более крупнокристаллические выделения, при этом возрастает содержание в рудных телах халькопирита. Выделяются три типа гипогенных руд, характерных для месторождения Санта-Барбара: 1) кварц-сульфидные с высоким содержанием свинца, серебра и цинка; 2) силикатные с подчиненными сульфидами, но наиболее высокими содержаниями золота и серебра; 3) массивные сульфидные руды с умеренным количеством силикатов, которые характеризуются также высокими содержаниями свинца, цинка и серебра.

Первый тип руд широко распространен в жиле Идальго, в рудных телах Лос-Анжелес, Койот, Кабрестан, Теколотес; второй — в жильном теле Сан-Альбино; третий — в жилах рудника Лламада-Альфарена.

Особенности состава и строения рудных тел Санта-Барбара позволяют предполагать, что гидротермальные рудообразующие растворы, проникающие вдоль зон интенсивного дробления в карбонатные породы и сланцы, были достаточно высокотемпературными. Они вызвали окварцевание вмещающих пород и образование таких высокотемпературных силикатов, как гранат, эпидот, пироксен. Отложение сульфидов частично происходило одновременно с силикатами, но основная масса их отлагалась несколько позднее в основном в ассоциации с кварцем.

На участках интенсивного брекчирования во многих рудных жилах и трубках возникли кокардовые руды, в которых обломки вмещающих пород вначале были замещены силикатами, а затем на силикаты наложился сульфиды. Эта же последовательность образования различных групп минералов подчеркивается особенностями строения многих симметрично полосчатых жил месторождения Сант-Яго и др. Наиболее поздняя минеральная ассоциация рудных жил Санта-Барбара — кальцит-флюорит-баритовая. Именно этой минеральной ассоциацией сложены жильные тела, рассекающие постсульфидные дайки риолитов на месторождении Санта-Барбара.

Наличие на глубоких горизонтах рудного поля кварцевых линз и широкое развитие в ранних минеральных ассоциациях высокотемпературных силикатов позволили Г. Шмитту (1928 г.), а затем и Дж. Скотту (1958 г.), высказать предположение о наличии скрытого «материнского» гранитного интрузива, расположенного ниже уровня рудных жил.

Отмеченные особенности геологического строения района Парраль-Санта-Барбара и развитой в нем эндогенной минерализации характерны и для других районов распространения полиметаллического оруденения в вулканических поясах, особенно в том случае, когда оруденение локализовано преимущественно в осадочных породах нижнего структурного яруса и лишь в незначительной степени распространяется в вышележащие вулканические покровы. К их числу относятся рудный район Трепча в Югославии, многие районы развития серебряно-свинцово-цинковых руд в западных штатах США (район Восточный Тинтик в штате Юта и др.), ряд районов в Центральной Америке и район Найка в Мексике.

Серебряный рудный узел Пачука*

Рудный узел Пачука расположен на юго-западном и северо-восточном склонах горного хребта Сьерра-де-Пачука (штат Идальго), в 100 км к северо-востоку от г. Мехико. По запасам серебра он уступает только трем рудным округам Америки: Керд-Ален в США, Серо-де-Паско в Перу и Юнайтед Кено Хилл в Канаде. Более чем за 400 лет эксплуатации в рудном узле Пачука добыто 35 700 т серебра и 142,8 т золота. Кроме того, из руд

попутно добываются в небольших количествах свинец, цинк и медь.

Рудный узел Пачука расположен в центральном неовулканическом поясе Мексики, где вулканические процессы продолжались длительное время, начиная с палеогена и вплоть до наших дней. Преобладают в этом длительно развивающемся поясе вул-

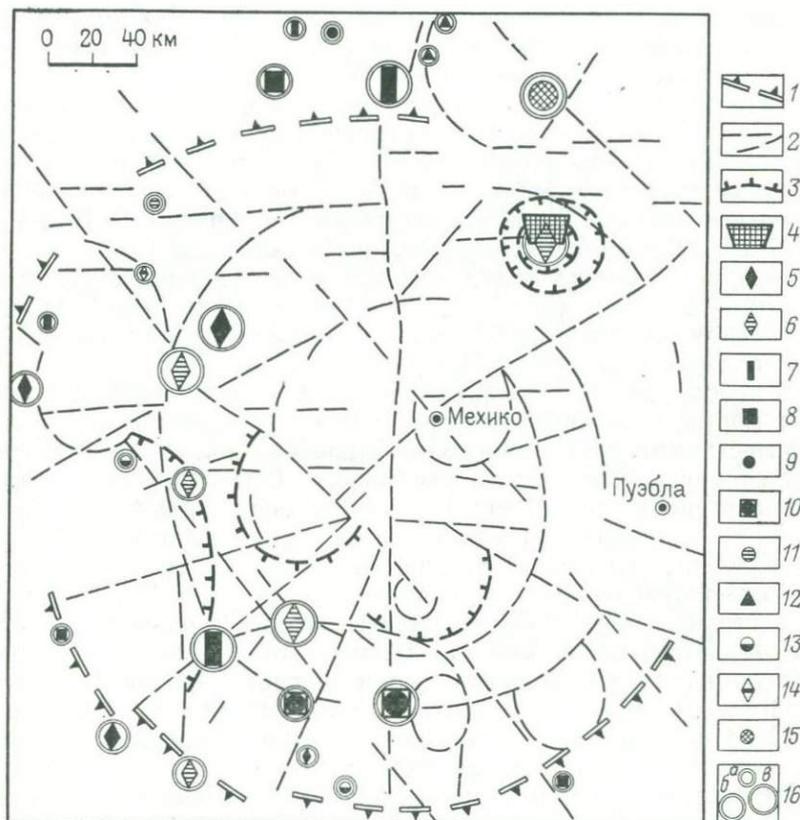


Рис. 33. Размещение эндогенной минерализации в своде Мехико.

1 — контуры свода; 2 — основные внутренние линейные и концентрические дислокации свода; 3 — осложняющие свод концентрические воздымания и опускания; 4 — рудный узел Пачука; 5—15 — рудные формации: 5 — золото-серебряная, 6 — серебряная с золотом, свинцом и цинком или только со свинцом и цинком, 7 — свинцово-цинковая с золотом и серебром или только с серебром, 8 — сурьмяная, 9 — ртутная, 10 — сурьмяно-ртутная, 11 — ртутно-золото-серебряная, 12 — железорудная медьсодержащая (скарновая), 13 — медная (порфировый тип), 14 — оловянная (риолитовая), 15 — марганцевая; 16 — месторождения: а — мелкие, б — средние, в — крупные

канические породы миоцен-плиоценового возраста. Рудный узел приурочен к одному из секториальных блоков крупного сводового поднятия, в центре которого расположен г. Мехико (рис. 33). Как видно из схемы, наиболее интенсивно эндогенная минерализация различных типов проявлена во внешних поясах свода и

главным образом на тех участках поясов, которые осложнены системами радиальных, а также широтных и северо-западных дислокаций.

Рудный узел Пачука, включающий для проявления серебряной формации (с золотом, свинцом и цинком) — месторождения Пачука и Реаль-дель-Монте — локализован в одном из северо-восточных секториальных блоков свода. Последний осложнен кальдерной депрессией (с диаметром около 40 км) и системами разрывных дислокаций широтного, северо-западного, меридионального и в меньшей степени северо-восточного простираний.

Разломы меридионального простирания и близкого к меридиональному северо-восточного простирания широко развиты на месторождении Реаль-дель-Монте и вмещают здесь протяженные дайковые тела и сложные жилы эпитермальных серебряных руд. Отдельные разломы этой ориентировки, по данным Г. П. Саласа (1977 г.) и др., имеют длину по простиранию до 10 км. На месторождении Пачука главные рудолокализирующие структуры — широтные разломы (рис. 34). Таким образом, на одной из минерализованных площадей района доминируют рудоносные широтные разломы, а на другой — меридиональные.

В целом рудный узел занимает площадь около 120 км², имеющую форму трапеции. С севера и юга эта площадь ограничивается системами субпараллельных широтных разломов, отстоящих друг от друга примерно на расстоянии 10 км. С запада граница распространения руд имеет близкую к меридиональной ориентировку, а с востока — северо-восточную. Западная и восточная границы рудного узла находятся на расстоянии 12 км друг от друга.

Важнейшую роль в геологическом строении рудного узла Пачука играют вулканические породы позднего олигоцена — плейстоцена. Эти породы слагают мощную толщу, несогласно налегающую на смятые в складки и интенсивно эродированные мезозойские карбонатные породы фундамента. А. Гейне и др. (1963 г.) предполагают, что первоначальная мощность толщи вулканических пород составляла 2600 м.

По составу среди вулканических пород выделяются андезиты, риолиты, дациты и базальты. Олигоцен-миоценовые андезиты перекрываются риолитами миоценового возраста, а дациты более поздние по отношению к тем и другим. Андезиты и риолиты являются дорудными, дациты — пострудными и имеют признаки наложения рудной минерализации только в нижних горизонтах покровов. В пострудное время были образованы и все тела базальтов. В рудном узле известны небольшие субвулканические тела риолитов и дацитов, дайки дорудных кварцевых порфиров и пострудных роговообманковых порфиритов и дацитов, а на его юге — тела базальтовых покровов, перекрывающие рудную жилу Парикутин.

Все дорудные вулканические породы изменены. Наиболее типичным изменением андезитов является хлоритизация. Вулканические породы пересекаются крутопадающими сдвигами субме-

ридионального, северо-западного и широтного простираний. Эти разломы, согласно данным Г. П. Саласа (1977 г.), в основном были заложены в конце миоцена. Многие из них вмещают дайки протяженностью до 10 км. На глубину дайки прослежены более чем на 500 м, их падение вертикальное, а также с углами, близкими к 40—75°. Преобладающая ориентировка даек в плане —

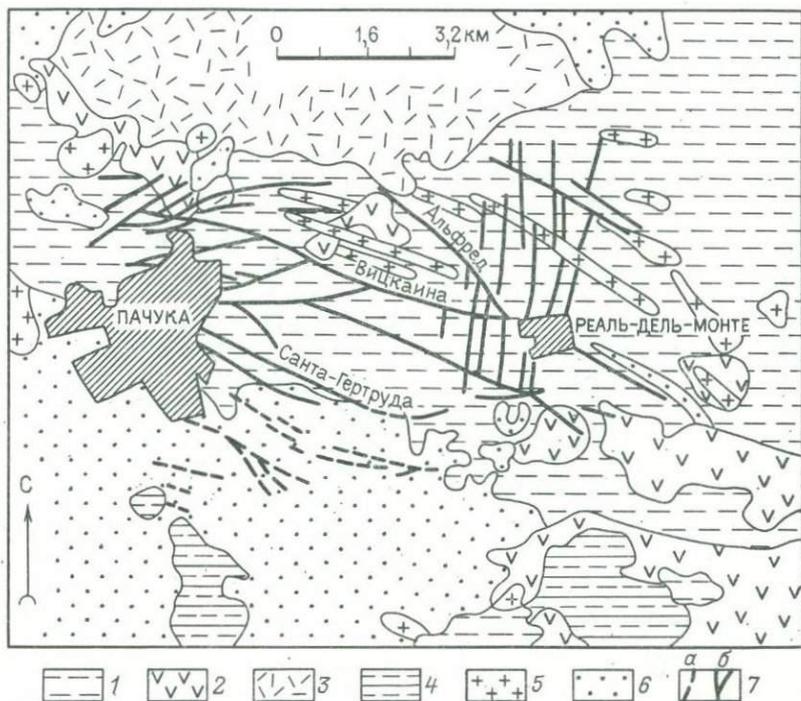


Рис. 34. Геологическая схема рудного узла Пачука. По С. Л. Торнбургу (1952 г.), с некоторыми изменениями.

1—5 — неогеновые вулканы: 1 — андезиты, 2 — риолиты, 3 — дациты, 4 — базальты, 5 — субвулканические интрузивы риолитов и дацитов; 6 — аллювиальные отложения; 7 — рудные жилы: а — скрытые аллювием, б — выходящие на поверхность

широтная. Кроме покровов и даек на территории рудного узла Пачука установлены два субвулканических трубообразных тела риолитов и дацитов.

Месторождения рудного узла представлены системами серебро-содержащих эпитермальных жил, локализованных вдоль протяженных, преимущественно крутопадающих разломов. Наиболее значительные рудные столбы и мощные жилообразные тела приурочены к изгибам этих разломов по простиранию и падению. Детальное описание морфологии рудных тел месторождений Пачука и Реаль-дель-Монте дано Э. Уиссером (1942 г.). Он отмечал, что отдельные жилы и их апофизы локализованы не в самих дизь-

юнктивных нарушениях, вдоль которых происходили подвижки, а в приоткрывающихся в результате этих подвижек оперяющих трещинах. Он отмечал также, что субмеридиональные рудные жилы месторождения Реаль-дель-Монте смещаются разломами северо-западного и близкого к широтному простираний.

Наиболее крупные жилы рудного узла Пачука прослежены по простиранию на 1,5—2 км и более. Мощность главной из них до-

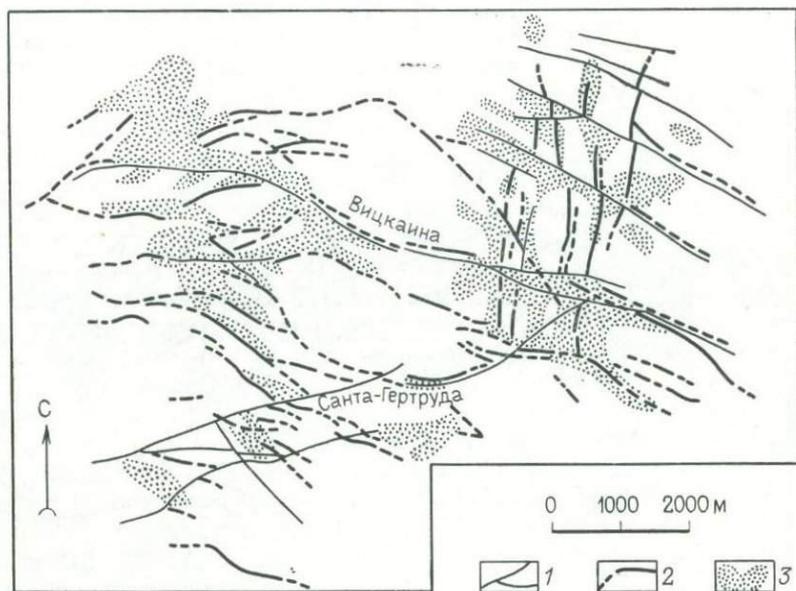


Рис. 35. Главные жилы рудного узла Пачука с ореолами гидротермально измененных пород. По С. Л. Торнбургу (1952 г.), гидротермальные изменения даны по Э. Уиссеру (1948 г.).

1 — разломы (в том числе главные рудолокализирующие разломы — Санта-Гертруда и др.); 2 — рудные жилы (сплошной линией выделены наиболее продуктивные интервалы); 3 — гидротермально измененные вмещающие породы

стигает 4,8 м. По падению жилы прослежены до глубины 1000 м. Многие жилы слепые. А. Гейне, К. Фриес и др. (1963 г.) считают, что формирование их происходило примерно на глубине 300—1000 м.

О близповерхностном формировании жил свидетельствует широкое развитие в рудах крустификационных и полосчатых текстур. Для них характерны параллельные зальбандам полосчатые выделения тонкозернистого и шестоватого кварца, удлиненные зерна которого ориентированы перпендикулярно к полосчатости жил. Кварц — главный жильный минерал месторождения, он составляет основной объем жильной массы. В подчиненных количествах присутствуют кальцит, сидерит, родохрозит и кальциево-марганцевый силикат — бустамит. В малых количествах в рудах со-

держатся галенит, сфалерит и халькопирит, в значительных количествах они встречаются лишь в локальных участках отдельных жил. Несколько шире развит пирит. Основным серебросодержащим минералом руд является аргентит. В тесной ассоциации с другими минералами серебра, резко ему подчиненными, и иногда с галенитом аргентит образует тонкие выделения, вкрапленники, гнездообразные и ленточные обособления в молочно-белом кварце. К числу серебросодержащих минералов наряду с аргентитом относятся: акантит, полибазит, миаргирит, пираргирит, прустит, стефанит и штернбергит. В подчиненных количествах в рудах отмечается самородное серебро. Содержание самородного серебра заметно выше в окисленных рудах, в которых оно образуется за счет разрушения серебросодержащих сульфидов и сульфосолей. Зона окисления на месторождениях Пачука не опускается, как правило, ниже 30 м. Рудные тела, расположенные своими вершинами на таком или большем расстоянии от современной поверхности, практически не окислены. Отношения золота к серебру для большинства жил 1:200, иногда 1:40.

Кварцевые серебросодержащие жилы месторождения сопровождаются ореолами интенсивного изменения вмещающих вулканитов (рис. 35). Кроме широко проявленной на площади развития эндогенных руд пропилитизации непосредственно в экзоконтактах жил ярко проявлены калишпатизация, окварцевание, серицитизация пород (рис. 36). Наличие таких изменений вблизи вновь открытых жил Дж. Дафер рассматривает как благоприятный признак (1979 г.).

Г. П. Салас (1977 г.) считает, что образование жил в рудном узле Пачука было длительным, и выделяет два этапа минерализации: миоценовый и постмиоценовый (среднеплиоценовый). Минерализация обоих этапов в данном случае совмещена. Относительно ранняя кварц-пиритовая минерализация с небольшим количеством галенита, сфалерита и халькопирита. Основной продук-

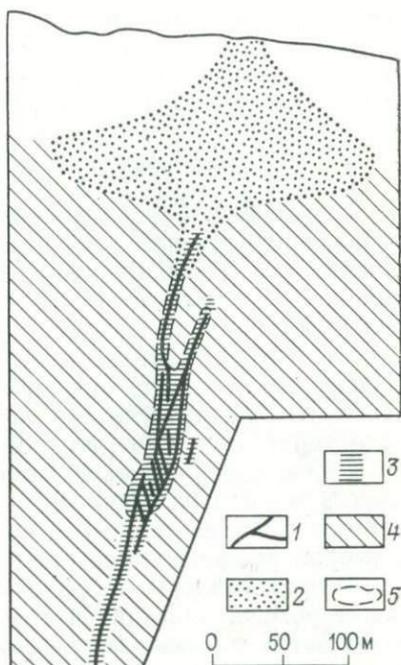


Рис. 36. Вертикальный разрез вкрест простирания рудных жил узла Пачука, показывающий размещение различных типов гидротермальных изменений пород по отношению к жилам. По С. Л. Торнбургу (1952 г.). 1 — жилы; 2 — аргиллизация; 3 — калишпатизация; 4 — пропилитизация; 5 — границы между областями развития различных гидротермальных изменений

тивной является более поздняя плиоценовая минерализация, которая обусловила развитие серебросодержащих руд Пачука и Реаль-дель-Монте.

Весьма близкие аналоги месторождений рассмотренного узла — месторождение Гуанохуато, серебряные месторождения округа Таско и другие месторождения Мексики, а также ряд серебросодержащих месторождений США (Голдфилд и др.), Южной Америки (некоторые месторождения Перу и др.). В некоторых из этих месторождений в отличие от района Пачука рудные жилы залегают не в вулканитах, а в породах фундамента вулканических поясов, как, например, в округе Таско.

Железорудный (с оловом) район Дуранго

В рудном районе Дуранго известны месторождения железа и олова, приуроченные к юго-западной части крупной кальдеры, осложняющей Мексиканский свод. Кальдера, вмещающая рудный район, имеет диаметр 40—50 км и сложена олигоценowymi и миоценовыми вулканогенными породами. Восточная часть кальдеры скрыта под четвертичными базальтами и рыхлыми отложениями. Слагающие кальдеру вулканиты, по данным Э. Р. Свенсона и др. (1978 г.), подразделяются на три комплекса, последовательно сменяющие друг друга во времени (рис. 37).

К нижнему комплексу относятся андезиты и латиты, обнажающиеся в центральной части кальдеры и имеющие абсолютный возраст 52 млн. лет. По данным упомянутых авторов, это лавы гломеропорфировой или пиллокситовой текстур. Фенокристаллы в них представлены лабрадором и клинопироксеном, встречаются также роговая обманка и ортопироксен. Местами андезиты переслаиваются с риолитами, фельзитами и их туфами. Андезиты несогласно перекрываются толщей пепловых туфов формации Регистро мощностью 10—15 м. Эти породы слагают дугообразную полосу в западной части кальдеры и перекрываются породами среднего комплекса, наиболее распространенными в районе.

Средний комплекс пород объединяет две группы: Карпинтеро и Чупадерос. В первой группе выделяются три формации (Агила, Какарна и Сантпарно) суммарной мощностью 500 м. Возраст пород этой группы 30—32 млн. лет, они слагают основную часть кальдеры и вмещают главное оруденение района, поэтому описаны несколько подробнее.

Породы формации Агила (наиболее древней) представлены спекшимися витрокластическими туфами, содержащими до 50% вкрапленников санидина, кварца, плагиоклаза и пироксена и небольшое количество апатита и титаномагнетита. Мощность вулканитов формации Агила в южной части кальдеры 50—100 м, а в центре увеличивается до 250 м. Породы формации Агила вмещают многие проявления олова и железа. По данным Э. Свенсона и др. (1978 г.), излияние лав этой формации связано с начальным этапом образования кальдеры Дуранго.

После излияния лав произошла инверсия режима и образовались вулканогенно-осадочные породы формации Какариа. В южной части кальдеры в составе пород этой формации распространены пласты гематита, известные под названием пластов Меркадо Айрон. Последние лежат на эродированной поверхности пород, принадлежащих к формациям Агила и Какариа, а сами перекры-

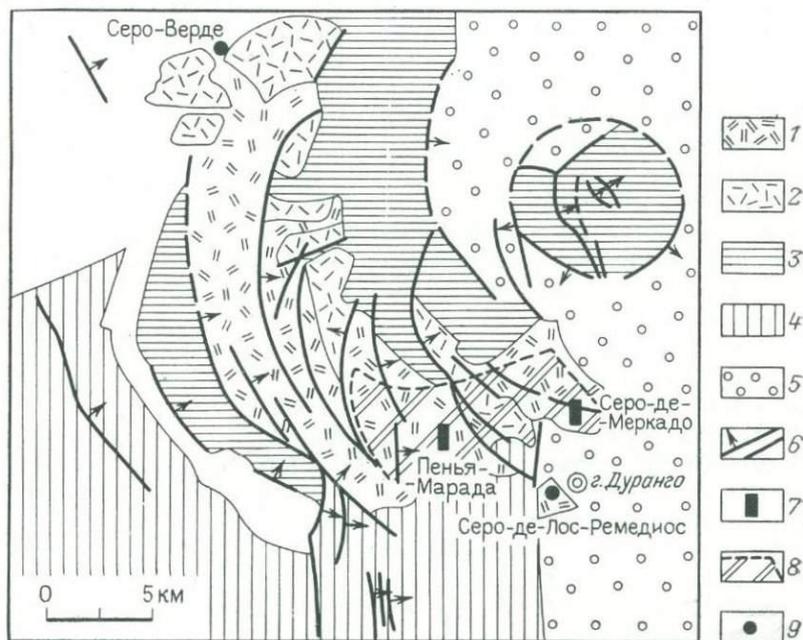


Рис. 37. Схема геологического строения оловянно-железородного района Дуранго (Мексика).

1 — формация Какариа; 2 — формация Сантпарно; 3 — туфы формации Регистро; 4 — формация Риочико; 5 — аллювий; 6 — разломы; 7 — железородный узел; 8 — проявления «деревянистого» олова; 9 — оловородные районы

ваются верхними лавами и туфами формации Какариа. Пласты гематита распространены на площади в 100 км², имеют мощность до одного метра.

Излияния вулканических пород формации Сантпарно произошло после некоторого затухания вулканической деятельности. Эти породы обнажаются в основном по периферии кальдеры. После формирования комплекса Карпинтеро вулканическая деятельность продолжалась в значительно меньшем объеме. В этот период («пост-карпинтеро») происходило образование небольшой внутренней кальдеры (диаметром около 16 км). Отложившиеся в ней вулканы формаций Тунал и Санта-Мария представлены кислыми спекшимися туфами. Вулканические процессы во внутрен-

ней кальдере заканчиваются излиянием в небольшом количестве базальтов Калера.

Самые молодые породы кальдеры Дуранго, имеющие ограниченное распространение, это миоценовые туфы и игнимбриты формаций Гаравито, Салтито и Мимбрес. Заканчивается образование миоценовых вулканитов также излиянием базальтов, отнесенных к формации Метатес. В четвертичное время происходило интенсивное излияние базальтов на обширных площадях.

По химическому составу среди кислых вулканитов преобладают кальциево-щелочные риолиты, богатые калием. Э. Свэнсон и др. (1978 г.) отмечают, что по направлению с запада на восток в кислых породах кальдеры происходит увеличение содержания кремнезема и калия и уменьшение кальция, натрия и глинозема. Все кислые породы кальдеры богаты железом (Fe_2O_3 до 2,15%, FeO до 0,46%). Основные породы — базальты, трижды проявлявшиеся в процессе образования кальдеры в третичное время, отличаются друг от друга: более ранние из них — субщелочные, более поздние (базальт Метатес) — слабощелочные. Породы нижнего вулканического комплекса (в основном андезиты) интенсивно изменены: пропилитизированы, местами минерализованы, смяты в складки. Породы среднего и верхнего комплексов, наоборот, лишь слабо дислоцированы и мало изменены.

Кальдера Дуранго, как уже упоминалось, имеет диаметр около 40—50 км. Благодаря наличию многочисленных кольцевых разломов она имеет сложное внутреннее строение. В центре кальдеры, по данным Э. Свэнсона и др., выделяется ядро (диаметром 8 км), окруженное кольцевым разломом, вдоль которого происходило излияние лав. Эта зона разлома заполнена вулканической брекчией, содержащей блоки гранитов и осадочных пород. Менее выражены радиальные разломы, пересекающие кальдеру на несколько блоков. Среди них преобладают меридиональные разломы, влияющие на размещение железорудных месторождений, которые, как правило, приурочены к узлам пересечения этими разломами дуговых дислокаций.

Месторождения олова района Дуранго относятся к «риолитовой» формации. Они широко распространены, но в основном очень мелкие. Месторождение Лос-Ремедиос расположено рядом с г. Дуранго. Согласно В. Смитту и др. (1950 г.), рудные тела этого месторождения представляют собой брекчиевые зоны, приуроченные к сбросу, секущему риолиты формации Какариа. Зоны имеют северо-восточное простирание (30°) и падают на юг под углом около 70° . Их длина достигает 100—150 м при ширине около 1 м. Касситерит инкрустирует стенки полостей в брекчиевых зонах, образует тонкие прожилки и околоспрожилковую вкрапленность в риолитах. Содержание олова 0,1—0,5%, в отдельных рудных телах до 5%. В некоторых рудных телах много глинистых минералов. Касситерит ассоциирует с гематитом (спекуляритом), небольшим количеством кварца, санидина, опала и халцедона. Характерно отсутствие сульфидов (F. Foshag, K. Fries, 1942 г.).

Месторождение Рио-Верде расположено на северо-восточной окраине кальдеры в 40 км от Дуранго в горах Какариа. Рудные тела месторождения представляют собой брекчиевые зоны в риолитах, приуроченные к трещинам северо-восточного простирания. Мелкие прожилки касситерита, а также полости, заполненные кварцем и касситеритом, отмечены во многих участках среди вулканических пород группы Карпинтеро.

Железорудные месторождения района сосредоточены в южной части кальдеры в породах горного обрамления. Они, как уже упоминалось, залегают в вулканитах формации Какариа. Выделяются рудные и крутопадающие тела, залегающие согласно с вмещающими породами. Наиболее крупным в районе и в Мексике в целом является месторождение Серо-де-Меркадо, концентрирующее более 70 млн. т окислов железа (E. R. Swanson a. o., 1978 г.).

Это месторождение, детально описанное Т. Флоресом (1950 г.), Э. Свэнсоном (1978 г.) и другими авторами, представляет собой систему крутопадающих линзовидных залежей длиной до 800 м и мощностью от 15—65 до 150 м. Общее простирание рудных тел близмеридиональное, падение крутое на запад. В плане они имеют дугообразную форму и обрамляют скрытый под рыхлыми отложениями участок с интенсивной магнитной аномалией. Возможно, здесь скрыто магнетитовое тело. В пределах месторождения намечается концентрическая зональность оруденения. Рудное тело пересекается двумя разломами, один из которых имеет северо-восточное, другой — меридиональное простирания. Разлом северо-восточного простирания, прослеживающийся в опущенном блоке кальдеры, по-видимому, является своеобразным барьером, ограничивающим дугообразную систему рудных тел, в том числе скрытых под рыхлыми отложениями.

Главные минералы рудных тел — окислы железа, из которых преобладают гематит, заместивший магнетит (мартит), гётит и лимонит. В рудных телах распространены также магнетит, апатит, авгит. Часть апатита имеет форму натечных агрегатов и сосредоточена в пустотах среди мартита (Т. Flores, 1950 г.). По нашим наблюдениям, крутопадающее рудное тело сопровождается в контактах зонами осветления вулканитов. Среди измененных вулканитов выделяются оталькованные породы, содержащие в пустотах палыгорскит. Апатитсодержащие рудные тела и магнетиальные метасоматиты, сопровождающие их, напоминают минерализацию, которая ассоциирует со щелочными ультраосновными плутонами. В районе месторождения недавно обнаружены обломки пикритов, но тела ультрабазитов на поверхности не вскрываются.

Часть крупных рудных тел месторождения Серо-де-Меркадо имеет пластовую форму. Наиболее крупное из них мощностью до 100 м и распространено на площади 0,5 км². Это тело пересекается жилами, сложенными окислами железа, в основном гематитом. Гематитовые руды образуют так называемую железную гору Мексики.

Второе железорудное месторождение района Дуранго Пенья-Марада расположено в 7 км к западу от Серо-де-Меркадо и аналогично последнему. Отличается меньшими размерами и в настоящее время не разрабатывается. Пласты окислов железа известны вблизи упомянутых месторождений на площади более 100 км² (E. R. Swanson a. o., 1978 г.).

Что касается происхождения рудных тел, то оно, по-видимому, различно для разных их типов. Пересечение согласных гематитовых тел крутопадающими залежами гематит-магнетитового состава свидетельствует о неоднократности отложения минералов железа. Первые из них можно рассматривать как метасоматические или эксгалационно-осадочные. Крутопадающие тела имеют другое происхождение. Их морфологические и текстурные особенности не исключают гидротермальное или даже магматическое происхождение руд. Вполне обоснованно предположение о ликвационном обособлении магнетитового расплава в глубинных магматических телах и последующая его инъекция в вулканическую толщу.

Железорудные узлы в перивулканической зоне Мексики

В перивулканической зоне орогена Мексики месторождения железа проявлены весьма широко. Особенно они характерны для северо-востока региона. Эта область находится далеко за пределами вулканического пояса, и здесь наиболее распространены платформенные карбонатные отложения. Месторождения тяготеют к единичным кальдерам, образующим разрозненные поля вулканитов. Породы кальдер отличаются большей щелочностью, чем в Западной Сьерра-Мадре. В этом регионе встречаются месторождения железа, расположенные на различном уровне эрозионного среза. Их сравнение позволяет судить о специфике процессов оруденения, протекавших в разных по глубине рудоносных ярусах.

Однако в строении разреза вулканитов перивулканической зоны есть и черты аналогии с Западной Сьерра-Мадре. В основании разреза на карбонатной толще здесь также залегают андезиты. Они перекрыты сравнительно маломощным горизонтом кислых вулканитов, которые сопоставимы с туфами формации Регистро. Выше залегают трахиты, близкие по возрасту к кислым породам группы Карпинтеро, которые в Западной Сьерра-Мадре вмещают железорудные месторождения. Пластовые железорудные тела в перивулканической зоне располагаются только в толще трахитов, крутопадающие — в интрузивах монцонитов, прорывающих вулканические покровы.

Необходимо отметить общие черты структурной позиции железорудных месторождений. Все они залегают в горном обрамлении кальдер, которые хорошо выражены в рельефе в виде изометричных котловин. Месторождения непосредственно приурочены к локальным концентрическим структурам, осложняющим

кальдеру, в местах пересечения северо-западных и меридиональных разломов.

Месторождение Геркулес наиболее глубоко вскрыто эрозией и залегает в интрузивном массиве в пределах куполовидного поднятия, осложняющего периферическую часть кальдеры. Поднятие приурочено к секущей тектонической зоне северо-восточного простирания, которая выступает в рельефе в виде валообразного купола. В ядре купола вскрываются интрузивный массив монцитов и карбонатные породы, подстилающие вулканическую толщу.

Главное рудное тело месторождения представляет собой крутопадающую залежь в несколько десятков метров мощностью и длиной 600 м. Это плитообразное тело субмеридионального простирания сложено преимущественно массивными магнетитовыми рудами, залегающими в интенсивно измененных породах интрузива. Контакты рудного тела с вмещающими породами четкие. С всякого бока к рудному телу примыкают брекчиевые зоны. Осветленные вмещающие породы (содержащие гидрослюды) пересечены системой разломов, параллельных рудному телу. Близ разломов метасоматоз проявляется сильнее, и к ним примыкают тела мелкозернистых апатитовых руд.

Помимо главного рудного тела в окрестностях месторождения широко распространены пологозалегающие тела двух типов. К первому типу относятся пологие залежи магнетитовых руд в измененных монцититах, сопровождающиеся брекчиями оседания. Эти тела заполняют пологие трещины, приоткрывавшиеся в период остывания и сокращения объема интрузивного тела. Вокруг этих тел интрузивные породы интенсивно изменены, однако гидрослюдисто-каолинитовые прожилки пересекают руды. Ко второму типу относятся широко распространенные среди вулканитов согласно залегающие пологопадающие тела кремнисто-гематитовых руд с пиролюзитом. Это руды низкого качества, имеющие эксгаляционно-осадочный генезис.

Основное магнетитовое крутопадающее плитообразное тело массивного сложения, возможно, образовалось в результате внедрения магнетитового расплава. Гидротермальные метасоматиты, сопровождающие это рудное тело, контролируются той же системой разломов, что и само рудное тело, но, судя по пересечению апатитовыми прожилками магнетитовых руд, гидротермальные метасоматиты образовались позднее.

В отличие от месторождения Геркулес главное рудное тело месторождения Ла-Перла представляет собой мощную залежь среди вулканитов, приуроченную к кровле локального купола. Последний также расположен в обрамлении крупной кальдеры. Эта рудная залежь расположена среди трахитов и сложена в основном гематитовыми рудами. Мощность рудного тела более 10 м. В верхней части массивное рудное тело сменяется рудными брекчиями. Среди брекчий распространены пологие трещины отслоения. Вероятнее всего, это брекчии оседания, которые возникли

над остывавшим скрытым интрузивным телом. Присутствие последнего подтверждается геофизическими данными.

В составе рудного тела преобладает гематит. Последний часто имеет землистую текстуру, образуя рассыпающуюся массу. В рудах распространена урановая слюдка, слагающая, в частности,

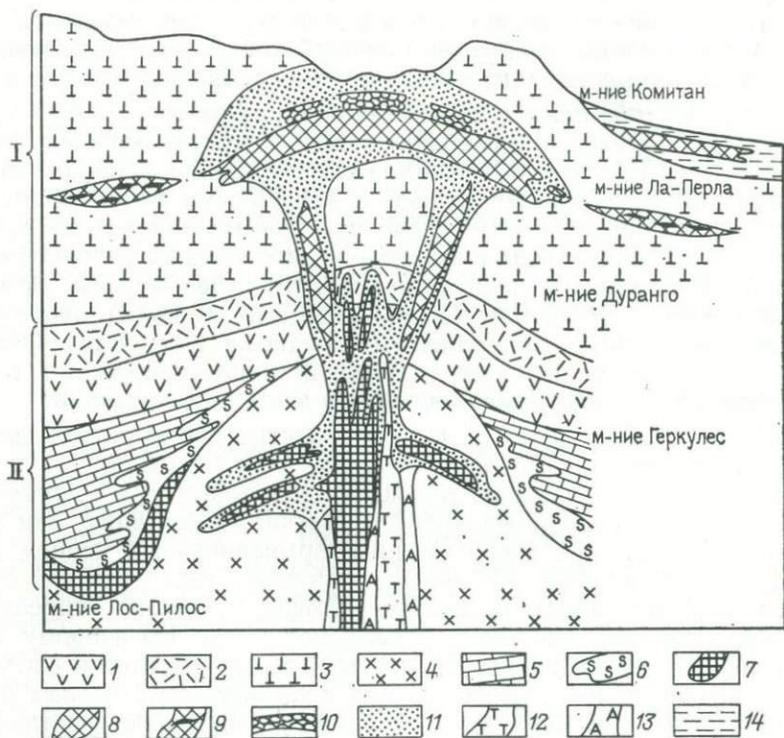


Рис. 38. Схема глубинных ярусов оруденения на вулканогенных железорудных месторождениях Мексики.

Ярусы: I — гематитовый, II — магнетитовый; 1 — андезиты; 2 — кислые вулканыты; 3 — трахиты; 4 — монзониты; 5 — карбонатные отложения; 6 — скарны; 7 — магнетитовые рудные тела; 8 — гематитовые рудные тела; 9 — гематито-яшмовые рудные тела; 10 — минерализованные брекчии оседания; 11 — аргиллизиты; 12 — зоны тальковых метасоматитов; 13 — апатитовые тела; 14 — вулканогенно-осадочные озерные отложения

зальбанды кальцит-гематитовых прожилков в брекчиях. Вулканыты, вмещающие рудное тело, подвергнуты гидрослюдистому изменению.

Сравнивая различные вулканогенные месторождения железа, можно обратить внимание на то, что крутопадающие магнетитовые тела располагаются внутри интрузивных тел или по их периферии. Они сопровождаются оталькованием, гидрослюдизацией и апатитовой минерализацией (Геркулес). На контакте интрузива с карбонатными породами локализуются скарны, которые вмещают магнетитовое оруденение. Крутопадающие тела магнетит-гема-

титового или мартитового состава расположены вблизи интрузивных тел (Дуранго). И, наконец, удаленные от интрузивов месторождения, имеющие гематитовый состав, залегают целиком среди эффузивов и сопровождаются аргиллизитами. Для них характерны согласные пологозалегающие залежи (Ла-Перла, рис. 38).

Постепенные переходы от магнетитовых залежей к магнетит-гематитовым и гематитовым по мере удаления от интрузивов, на наш взгляд, можно рассматривать как проявление своеобразной ярусности оруденения. Последнюю удастся реконструировать благодаря сравнению ряда месторождений, находящихся на разных уровнях эрозионного среза.

Необходимо отметить, что в пределах месторождений нередко совмещены разновозрастные рудные тела различного происхождения: 1) сингенетические (в вулканитах) пластовые тела бедных кремнисто-гематитовых руд с пиролюзитом; 2) крутопадающие и пологопадающие эпигенетические тела (в интрузивах и вулканитах) магнетитовых и гематитовых массивных руд; 3) магнетитовые тела в приконтактовых скарнах; 4) гематитовые тела среди вулканогенно-осадочных отложений кальдер. Характеризуемые месторождения железа, вероятнее всего, являются полигенетическими.

Особенно интересна сопутствующая минерализация, которая, возможно, имеет не меньшую экономическую ценность. Вулканогенные месторождения железа следует рассматривать как перспективные на апатит и в отдельных случаях на уран. Эта проблема требует дальнейшего изучения. Обращает на себя внимание повторяемость структурной позиции железорудных узлов. Все они, как правило, располагаются по периферии вулканических кальдер, в местах их пересечения прямолинейными разломами и осложнены мелкими концентрическими дислокациями.

Глава 5. АНДИЙСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Анди́йский вулканический пояс располагается в зоне окраинноматериковой флексуры вдоль западной окраины Южно-Американского континента, где он накладывается на складчатый пояс Южно-Американских Кордильер. Анди́йский вулканический пояс имеет сложное геологическое строение. Наиболее детально изучена чилийско-аргентинская часть этого пояса, названная М. Г. Ломизе (1975 г.) арауканской, а также вулканический пояс Перуанских Анд. Для Анди́йского пояса характерны огромные мощности вулканических образований (до 15 км), преимущественно андезитовый состав вулканитов и возраст от верхней юры до четвертичного периода включительно. Широко проявился здесь и интрузивный магматизм, близкий по возрасту к вулканитам. С формированием Анди́йского вулканического пояса связано богатое и разнообразное эндогенное оруденение, возраст которого поздняя юра — палеоген. Однако большая часть эндогенных проявлений палеогенового и неогенового возраста. Поэтому основное внимание в настоящей работе уделено этим двум металлогеническим эпохам.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ АНД

Фундамент Анди́йского вулканического пояса представляет собой гетерогенную складчатую систему, различные части которой закончили геосинклинальное развитие в палеозое или мезозое. Так, наиболее восточная часть Анд, примыкающая непосредственно к Южно-Американской платформе, носит название палеозойского блока и сложена породами ордовика, силура и девона. Местами здесь проявилась герцинская складчатость. Примыкающий к палеозойскому блоку с запада складчатый пояс сформировался в мезозое. В середине триаса — начале юры здесь были геосинклинальные условия, однако отсутствие офиолитовых формаций указывает, что, вероятнее всего, формирование этой геосинклинали происходило на мощной коре континентального типа (Н. И. Казаков, 1978 г.). Замыкание геосинклинали происходило в разное время. В пределах Чили — в середине поздней юры (арауканская фаза тектогенеза), в Перу (и на юге Чили) — в конце мела (перуанская фаза тектогенеза), а на территории Венесуэлы — в палеогене и даже миоцене. Асинхронность геосинклинального развития, по-видимому, связана с расчлененностью Анд поперечными дислокациями.

Орогенный период характеризуется возрастающим воздыманием, континентальным осадконакоплением, появлением краевых прогибов и интенсивными наземным вулканизмом и интрузивной

деятельностью. В орогенном, в основном кайнозойском, этапе Е. Е. Милановский (1975 г.) выделяет ранне- и позднеорогенную стадии. Первая охватывает мел—палеоген, вторая началась в середине миоцена и продолжалась в антропогене.

Для выявления закономерностей размещения магматических пород и минерализации палеогенового и неогенового этапов развития Центральных Анд авторами проведены палеотектонические и палеогеографические реконструкции орогенных структур Андийского вулканического пояса (рис. 39). Составление палеосхем проводилось на основе тектонической карты Южной Америки масштаба 1 : 5 000 000 (1978 г.), геологических карт Боливии (1978 г.), Перу (1968 г.), Чили (1968 г.) масштабов 1 : 2 500 000, 1 : 2 000 000 и 1 : 1 000 000 и данных М. Г. Ломизе (1973, 1975 гг.), Е. Е. Милановского (1975 г.), К. Ф. Руиса (1968 г.). Авторами составлена карта размещения разломов Центральных Анд в масштабе 1 : 5 000 000, Н. Т. Кочневой — морфоструктурная схема этой территории, на которой существенно дополнены новыми имевшиеся ранее элементы орогенных структур рассматриваемой территории.

Полученные данные позволяют сделать вывод о том, что в раннеорогенную стадию на месте Центральных Анд образовалась огромная зона воздымания, осложненная в центральной части протяженным прогибом Альтиплано, достигавшем 1600 км в длину и 70—120 км в ширину. Здесь накапливались континентальные отложения формаций Корокоро и Пуна, мощность которых достигала 15 км. Осадконакопление продолжалось и в миоцене. Континентальные осадки накапливались также в субандийской зоне и в ряде узких дугообразных впадин, расположенных к востоку от Альтиплано на территории Боливии.

Основная магматическая деятельность в палеогене концентрировалась в западной части вулканического пояса в Арауканских и Перуанских Андах. Вулканический пояс Центральных Анд (длиной 5000 км) формировался в позднемиоценовое время и в палеогене. Мощность вулканитов палеогена в пределах пояса достигает 3 км, в южной части она уменьшается. Среди палеогеновых вулканитов преобладают андезиты — до 85% всего объема пород. В составе толщи известны также базальты, риолиты, дациты и трахиты (М. Г. Ломизе, 1975 г.). В южной части вулканического пояса Центральных Анд на отрезке между 34—37° ю. ш. андезиты сменяются риолитами. Характерно, что риолиты преобладают здесь и в составе юрских и меловых вулканитов, сформировавшихся в относительно приподнятом блоке, ограниченном с севера и юга субширотными разломами.

В палеогене внедрилась большая часть гранитоидных интрузивов Западной Кордильеры Перу и часть интрузивов Чили, где их формирование началось значительно раньше, чем в Перу, и продолжалось в третичном периоде. Состав палеогеновых интрузивов в основном тоналитовый, но известны также габбро-диориты и адамеллиты. Собственно граниты редки. Последовательность их формирования гомодромная.

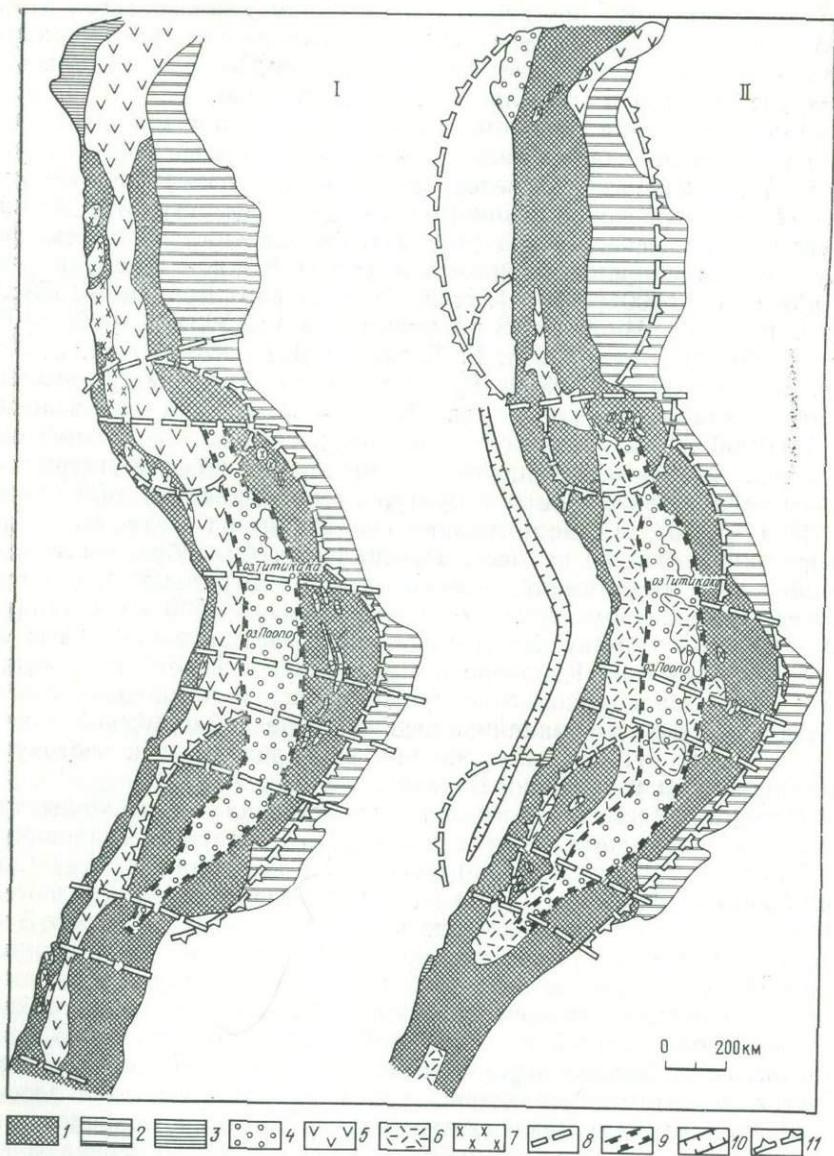


Рис. 39. Палеотектонические схемы палеогенового (I) и неогенового (II) периодов вулканического пояса Центральных Анд. Составила Г. А. Тананаева по данным М. Г. Ломизе (1975 г.), Е. Е. Милановского (1975 г.), К. Руиса (1965 г.) и др.

1 — зоны поднятий; 2 — субандийский прогиб; 3 — морские отложения; 4 — континентальная моласса; 5 — андезиты; 6 — риолиты; 7 — гранитонды; 8 — основные разломы; 9 — границы впадины Альтиплано; 10 — контуры Перуано-Чилийского глубоководного желоба; 11 — границы сводов (по Н. Т. Кочневой)

Внутреннее строение палеогенового вулканического пояса сложное. В размещении синхронных фаций различных пород наблюдается поперечная зональность. Непосредственно на побережье Тихого океана к вулканическому поясу иногда примыкает полоса морских палеогеновых осадков. По мере движения к востоку эта полоса переходит в Береговое поднятие, представляющее собой выступ древних пород, восточнее которого размещается собственно вулканический пояс. Далее на восток от вулканического пояса размещается впадина Альтиплано, которая сменяется палеогеновой молассой. Вулканический пояс контролируется разломами близмеридионального простирания, поля развития вулканитов ограничены сложной системой диагональных, широтных и меридиональных разломов (по данным М. Г. Ломизе, 1975 г., Е. Е. Милановского, 1975 г., и др.). Большую роль в размещении палеогеновых вулканитов и интрузивных тел в пределах пояса играют дугообразные разломы, опирающиеся либо на побережье Тихого океана, либо на грабен Альтиплано. Размещение интрузивных тел и разломов контролируется рядом сводов: Маминья, Чукикамата, Копиапо и др.

Позднеорогенная стадия развития рассматриваемой территории (Е. Е. Милановский, 1975 г.) охватывает период от среднего миоцена до антропогена включительно. Началом этой стадии упомянутый автор считает рубеж в 12—13 млн. лет, так как этот возраст имеет большая часть новейших вулканических образований, сформировавшихся после некоторых перерывов. Однако в Боливии известны магматические породы, в особенности субвулканические штоки, имеющие возраст 20—22 млн. лет, также возникшие после перерыва в магматической деятельности.

Основная неогеновая магматическая деятельность проявилась вдоль водораздела Анд и во впадине Альтиплано.

Неогеновый вулканический пояс, как и палеогеновый, имеет поперечную зональность. Непосредственно к западу от Берегового поднятия на побережье Тихого океана обнажаются морские неогеновые отложения. Береговое поднятие сложено палеозойскими и мезозойскими породами, прорванными верхнемеловыми и палеогеновыми интрузивами, но местами в восточной его части известны и миоценовые гранитоиды. Западная область вулканического пояса, сложенная андезитами, примыкает к Береговому поднятию, а на востоке — к впадине Альтиплано, в которой в миоцене отлагались молассовые отложения мощностью более 5 км. К востоку от Альтиплано располагается восточная вулканическая область, сложенная риолитами. В этой части неогенового вулканического пояса широко распространены массивы неогеновых гранодиоритов (Северная Боливия) и субвулканические штоки дацитов, кварцевых латитов, риолитов и реже андезитов (Южная Боливия). В размещении неогеновых вулканитов большую роль играют поперечные разломы, разделяющие блоки, в которых вулканиты имеют различную мощность, а иногда и состав, а также сводовые поднятия.

Из изложенного видно, что рассматриваемый вулканический пояс формировался в условиях активно развивавшегося орогена и занимает в его пределах одну из продольных зон. В развитии пояса отчетливо проявлено направленное на восток смещение вулканических ареалов каждого последующего этапа вулканической активности.

Характерная особенность строения орогена Анд — его поперечная зональность. Во фронтальной — западной зоне располагается глубоководный Перуано-Чилийский желоб (глубиной 7—8 км), который по данным драгирования заполнен миоценовыми отложениями. С Перуано-Чилийским глубоководным желобом совпадает выход на поверхность сейсмофокальной зоны с наклоном около 30° в сторону Анд. В восточном направлении глубоководный желоб сменяется полосой осадочных пород палеогена и неогена, мощность которых достигает 8—10 км. В прибрежной же полосе выделяется Береговое поднятие, почти лишенное магматических пород и отложений мезозойского возраста и насыщенное интрузивами. Непосредственно к востоку от Берегового поднятия располагается вулканический пояс, в центральной части (в Центральных Андах) разделенный на две области грабеном Альтиплано. Далее к востоку от вулканического пояса располагается область поднятий, в которой на отдельных интервалах обнажаются интрузивные поля. В тыловой — восточной зоне орогена расположен краевой прогиб, заполненный мезо-кайнозойскими терригенными отложениями.

Важный элемент Андийского орогена — окраинноматериковая структура. Здесь на сравнительно небольшом расстоянии выявлен резкий перепад рельефа фундамента. Со стороны Тихого океана осадочная терраса с терригенными отложениями мощностью до 10 км сменяется отчетливым континентальным поднятием. При этом вулканический пояс, синхронный морским отложениям осадочной террасы, располагается на отметках 1—2 км над уровнем моря. Этот резкий перепад высот в прибрежной зоне и различный состав синхронных толщ (морские осадки и континентальные вулканиты) свидетельствуют о наличии здесь грандиозной флексуры, к верхней приподнятой части которой (находившейся в условиях растяжения при ее формировании) и приурочен континентальный вулканический пояс Анд.

Выше уже упоминалось о сходстве между островными дугами и окраинноматериковым орогеном андийского типа. При сходной линейной зональности областей этих типов Андийский ороген осложнен овално-вытянутыми сводовыми поднятиями. Для Андийского вулканического пояса весьма характерно блоковое строение — наличие поперечных к складчатости (субширотных) зон глубинных разломов, расчленяющих пояс на блоки, которые отличаются друг от друга мощностью верхнеюрских — нижнемеловых, а также палеогеновых и неогеновых наземных вулканитов, возрастом пород фундамента и реже составом вулканитов.

Е. Е. Милановский (1975 г.) выделяет в пределах Андийского горного сооружения семь основных блоков (сегментов): Карибский, Эквадуро-Колумбийский, Северо-Перуанский, Боливийский, Средне-Чилийский, Южно-Чилийский и Южно-Патагонский. Вулканическая активность максимальна в относительно приподнятых сегментах. Центральный сегмент рассматриваемого пояса — Боливийский, расположенный между 12—14° ю. ш. на севере и 25—27° на юге, характеризуется максимальными шириной и высотами горных цепей Анд, наиболее сложной структурой, исключительно высокой интенсивностью вулканизма и эндогенной минерализации. Здесь же в приосевой его части располагается грандиозный грабен (Альтиплано, а в тыловой зоне — Субандийский предгорный прогиб). Перуано-Чилийский глубоководный желоб, протягивающийся параллельно Тихоокеанскому побережью, достигает максимальной глубины (более 7—8 км) напротив Боливийского сегмента Анд.

По данным других авторов, сейсмическими исследованиями, проведенными на территории центральной части Анд, под Западной Кордильерой и частично под Альтиплано, установлена аномальная мощность земной коры, достигающая 70 км. Под Восточной Кордильерой она уменьшается до 50 км, а в районе побережья Тихого океана — до 15—20 км и в районе Лимы в Перу — до 10 км. Боливийский сегмент разделен субширотными разломами еще на несколько поперечных блоков, отличающихся геологическим строением, возрастом магматизма и минерализацией. Этот сегмент наиболее интересен для изучения орогенных структур и их металлогении, так как здесь сконцентрированы крупнейшие эндогенные месторождения различных металлов.

ОРОГЕННАЯ МОРФОСТРУКТУРА АНД

Горный пояс Анд, имея в общем субмеридиональное простиранье, прослеживается на расстояние около 10 тыс. км при ширине в среднем 200—400 км. В целом он имеет асимметричное строение. Наиболее приподнятая часть расположена вблизи Тихоокеанского побережья, и поэтому горный пояс имеет крутой склон, обращенный в сторону океана, а пологий — в направлении континента. Формирование современного рельефа органически связано с недавней историей геологического развития андийской системы. Поэтому удалось проследить, что крупные блоковые структуры развиваются здесь унаследованно с герцинского, а может, и более древнего времени (L. Radelli, 1966 г.; В. Н. Соболевская, 1966 г.; G. Stille, 1942 г.). Дешифрированием снимков, полученных со спутника «Джемини-5», установлена определенная связь современных тектонических форм со структурами кайнозойского орогенеза (и магматизма), который был весьма продуктивным для оруденения.

При морфоструктурных реконструкциях мы опирались на анализ мелкомасштабных топографических карт. Кроме того, были

использованы имеющиеся литературные данные о структуре кайнозойского орогена Центральных Анд (Е. Е. Милановский, 1975 г.). Ранее на территорию Анд была составлена морфоструктурная схема И. К. Волчанской (М. А. Фаворская и др., 1974 г.), где была применена методика выделения разновысотных поверхностей рельефа. Этот методический подход позволил выявить блоки, отличающиеся различной амплитудой вертикальных движений, и линейные зоны дислокаций преимущественно широтного простирания. Орогенные сводово-глыбовые структуры земной коры выявить этим методом не удалось. Кроме этого приема мы учитывали разнообразие формы выражения структурных элементов в рельефе, такие, как характер морфотектонизогипс, конфигурацию впадин, рисунок речной сети, гетерогенность строения рельефа и расположение линий, разделяющих блоки, и др. (Н. Т. Кочнева, 1973 г.). В результате проведенного анализа составлены две схемы: одна мелкомасштабная (1 : 20 000 000) (рис. 40), отражающая строение всей Южной Америки, и другая — для центральной части Анд в масштабе 1 : 750 000 (рис. 41).

Мелкомасштабная схема имеет целью показать позицию орогена Анд на фоне структур всего материка, его связь и соотношения со структурами Южно-Американской платформы и частию дна Тихого океана. Из нее видно, что горный пояс Анд состоит из трех основных сегментов: северного, где структурные элементы простираются в северо-восточном направлении; центрального, расположенного между линией экватора и 20° ю. ш. с северо-западным простиранием, и южного 20—55° ю. ш. с меридиональным простиранием.

Наиболее общая черта структуры Анд — продольная и поперечная зональность. Продольные зоны Анд отчетливо выделяются по типам рельефа и особенностям гипсометрии. Так, прибрежная зона, занимающая очень узкую полосу вдоль берега Тихого океана, представляет собой сильно расчлененную равнину или среднегорную область с размахом высот 200—1500 м. Для этой зоны характерна также продольная расчлененность. Здесь выделяются несколько продольных грабенообразных долин и в их числе пустыня Атакама. От высокогорной зоны прибрежная отделяется крупным уступом, достигающим по высоте первых тысяч метров. Характерной чертой внутренней структуры прибрежной зоны является ряд узких дугообразных опусканий. Подобные структурные элементы выделялись нами также в прибрежных зонах Мексики и Сихотэ-Алиня.

Высокогорная зона в орографическом отношении представлена цепью продольных хребтов Западной, Центральной и Восточной Кордильер, разделенных межгорными впадинами. Высота хребтов в среднем достигает 4—5 тыс. м, а в наиболее широкой части Анд 6—7 тыс. м. Строение хребтов и долин разнообразно. Так, например, на юге и севере Анды имеют наименьшие высоты, отличаются хорошей «эрозионной освоенностью»; в центральной части, напротив, преобладают слабо расчлененные высокие рав-

нины, окаймленные отдельно стоящими поднятиями и вулканическими постройками. Здесь расположено обширное плоскогорье Альтиплано.

Хребты системы Анд, вытянутые в основном в меридиональном направлении, часто имеют форму пологих дуг. Иногда, со-

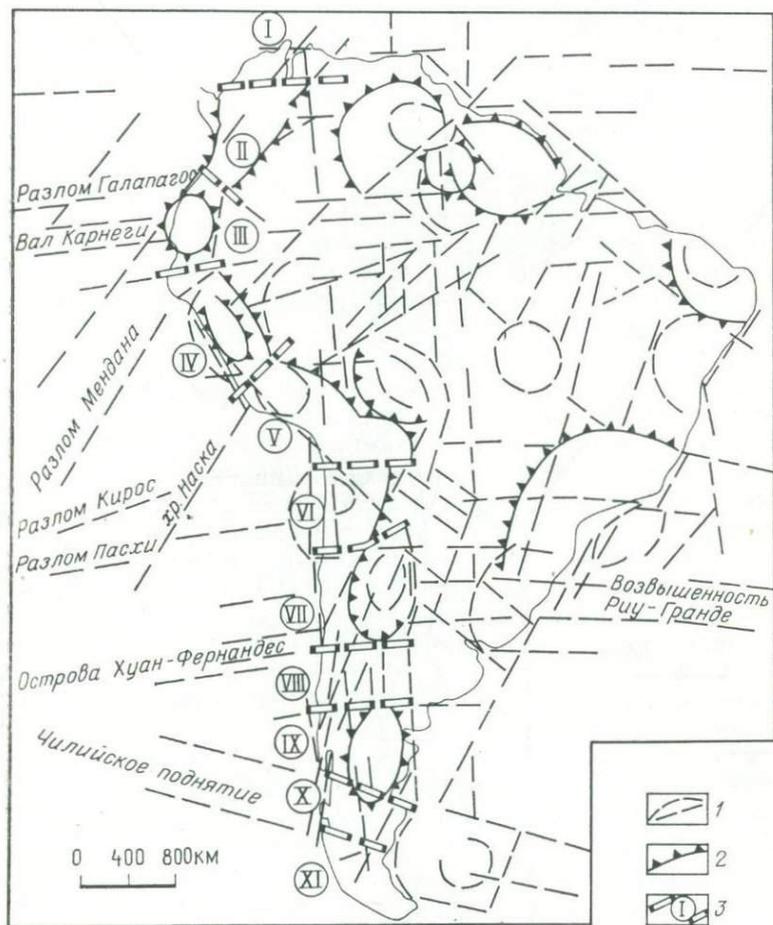


Рис. 40. Схема основных тектонических элементов Южной Америки. Составила Н. Т. Кочнева.

1 — кольцевые и линейные дислокации; 2 — границы сводовых поднятий; 3 — границы и номера поперечных блоков Андийского пояса

прягаясь в плане, они образуют овалы или полуовалы, которые почти всегда в своей центральной части осложнены прямолинейными грабенообразными долинами. Помимо этого, здесь выделяются концентрические структуры с хорошо выраженным центробежным или центростремительным рисунком речной сети, а так-

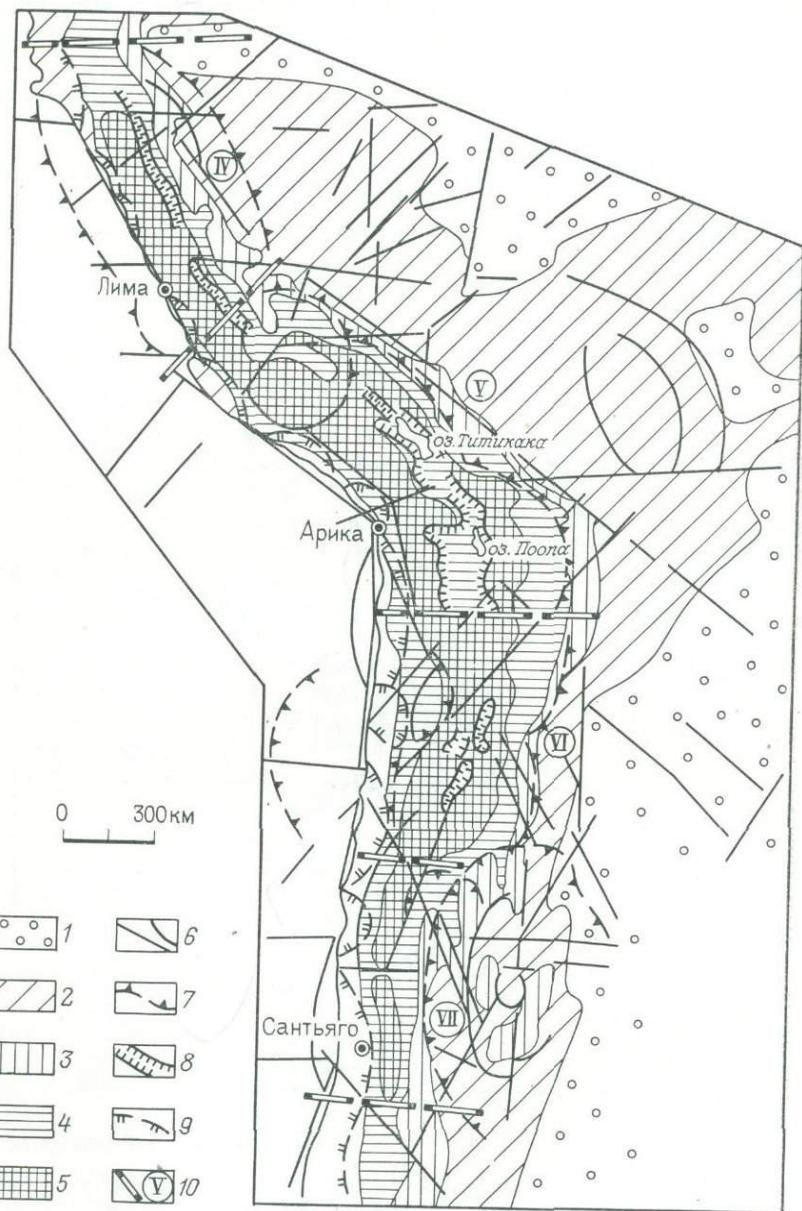


Рис. 41. Морфоструктурная схема центральной части Андийского пояса. Составила Н. Т. Кочнева.

1—5 — гипсометрические уровни в метрах: 1 — до 200, 2 — 200—500, 3 — 500—3000, 4 — 3000—4000, 5 — 4000—5000; 6 — кольцевые и линейные дислокации; 7 — границы крупных сводов; 8 — внутрисводовые впадины; 9 — дугообразные прибрежные дислокации; 10 — границы и номера поперечных блоков

же полигональные блоки, осложненные внутренними впадинами. Подобные структурные элементы непрерывной цепью сопровождают горный пояс Анд. Многие из выделенных структур — сводово-глыбовые поднятия, типичные для орогенных областей. Размеры сводов по длинной оси 600—700 км, в поперечной — 300—400 км.

Грабенообразные впадины Анд в основном заполнены третичными и четвертичными осадками. Этот период соответствует активному сводообразованию в Андах. Интересно также, что, продолжая одна другую, впадины образуют единую систему, принадлежащую к цепи сводовых поднятий. Очертания сводов далеко не всегда имеют правильную форму, и многие из них оконтурены дугообразной границей лишь с одной стороны, а с других сторон имеют линейные очертания.

Восточная предгорная продольная зона Анд представляет собой средневысотные поднятия от 500 до 1500 м. Она отделена от высокогорной крупным тектоническим уступом, хорошо проявленным в современном рельефе. Передовой прогиб, который отделяет Анды от платформы, выражен в рельефе лишь фрагментарно долинами рек. Секущие линейные дислокации горного пояса Анд прослеживаются и в этой предгорной зоне. Концентрические структуры последней по сравнению с высокогорной зоной отличаются большими размерами (порядка 800—1000 км в диаметре) и асимметричным строением. В равнинной области они подчеркиваются радиальными и дуговыми системами рек, в предгорной части концентрической зональностью гипсометрических уровней рельефа. Некоторые из таких структур выявляются лишь в пределах области предгорий, а в равнинной части их границы не прослеживаются, а местами видно их влияние на простирание хребтов высоких Анд.

Кроме продольных зон на территории Анд отчетливо выделяются 11 поперечных блоков. Они в большинстве своем совпадают с сегментами, намеченными для Андийского пояса Е. Е. Милановским (1975 г.). Поперечные блоки, показанные на морфо-структурной карте, можно сопоставить с этими сегментами следующим образом: блок I соответствует Карибскому, II—III — Эквадору-Колумбийскому, IV — Северо-Перуанскому, V—VI — Боливийскому, VII — Средне-Чилийскому, VIII—IX—X — Южно-Чилийскому и XI — Южно-Патагонскому. В каждом блоке наблюдаются изменения в строении поверхности рельефа. В одном случае (II блок) внутри него можно наблюдать разветвление Анд на систему узких хребтов, в другом — слияние в монолитное поднятие (V—VI), в третьем — локальные поднятия, осложненные центробежным типом рисунка речной сети.

Границы блоков представляют собой гипсометрические уступы, достигающие высоты 500—1000 м, и сопровождаются поперечными долинами рек или узкими депрессиями. Часто они имеют продолжение в рельефе дна Тихого океана и Южно-Американской платформы. В поперечные блоки Анд как бы вписываются овалы

ные своды высокогорного пояса. При этом границы блоков часто совпадают с границами сводов. Следует также отметить, что нередко продольные и поперечные границы блоков образуют как бы раму, внутри которой бывает расположено одно или несколько сводовых поднятий.

Для выделенных блоков характерна неодинаковая геологическая история. Так, например, завершение геосинклиналильного процесса в разных группах блоков происходило не одновременно. То же относится к последовательности развития магматизма. Так, новейший вулканизм проявлен только во II, III, V, VI, VIII, IX блоках (Е. Е. Милановский, 1975 г.). С другой стороны, используя данные М. Г. Ломизе (1975 г.), можно отметить, что в VI блоке особенно активно был проявлен юрский вулканизм, а в VII — нижнемеловой.

Кроме продольных и поперечных зон и сводов ороген Анд осложнен сетью сквозных линейных дислокаций. Наиболее отчетливо в современном рельефе представлена меридиональная система разломов южной части Анд, прослеживающаяся за их пределы. Следует отметить также протяженную зону разломов северо-западного простирания, проходящую вдоль границы у блока. Другая крупная зона разломов северо-западного направления ограничивает Чилийское поднятие дна Тихого океана и Фолклендские острова южнее Аргентинской котловины. Отчетливо выражены в современном рельефе также широтные линейные зоны дислокаций.

Орогенные структуры центральной части Андийского пояса содержат наиболее продуктивное оруденение. Эта часть пояса включает морфоструктурные блоки IV, V, VI, VII (см. рис. 41). Блоки V и VI (Боливийский сегмент) расположены в том месте Анд, где они резко изменяют простирание от меридионального до северо-западного, имеют наибольшую ширину — 600—800 км и самые высокие гипсометрические отметки, достигающие 6—7 тыс. м над уровнем моря. Вдоль прибрежной части блоков V и VI расположена наиболее глубокая часть Перуано-Чилийского желоба с глубинами 7—8 км.

Северо-западная граница блока представлена тектоническим уступом, который продолжается в Тихом океане в виде поперечной седловины глубоководного желоба, а также поднятия Наска, а в пределах континента — в виде серии линейных дислокаций. Южная его граница (широтного простирания) выражена в форме гипсометрического перегиба, продолжение которого трассируется на разлом Кирос в Тихом океане и широтный разлом на материке. Южная граница блока VI представлена тектонической линией, южнее которой происходит резкое уменьшение ширины Анд и ограничение наиболее глубокой части желоба. В Тихом океане эта граница продолжается линейным поднятием.

Большая часть рассматриваемых блоков расположена в нагорье, которое осложнено узкими Кордильерами, часто имеющими дугообразную форму, и межгорными впадинами. Осевую часть горного сооружения Анд в этих блоках слагает зона Пуна-Альти-

плано, которая испытала опускание в начале кайнозоя, а затем «инверсировала» с конца миоцена. Она представлена в современной поверхности рельефа относительно опущенным блоком, состоящим из четырех фрагментов, три из которых северо-западного простираения, а четвертый — самый южный — меридионального. В зоне опусканий расположены высокогорные озера Титикака и Поопо, которые соединены р. Десагуадеро. Эта зона до миоценового времени представляла собой межгорный грабен.

Особого внимания заслуживают выявленные нами впервые с помощью морфоструктурного анализа сводовые поднятия. Внутри блока V отчетливо намечается овальное сводовое поднятие (Боливийский свод), размеры которого по длинной оси равны 1400 км, по короткой 600—700 км. Размещение поля высот, концентрическая зональность и конфигурация границы этого поднятия позволяют предполагать, что оно складывается из трех взаимосвязанных дочерних сводов.

Наиболее отчетливо проявлен свод, расположенный в северо-восточной части поднятия. Он расчленен радиальной сетью разломов на разновысотные секторы, причем относительно приподнятые расположены в южной части. Свод расчленен также крупной зоной широтных разломов, которая находит продолжение и на платформе Южной Америки. Две другие дочерние структуры объединены общей грабенообразной впадиной и отличаются тем, что с востока ограничены дугообразными дислокациями, а с запада — линейными. Внутри каждой дочерней структуры наблюдается концентрическая зональность гипсометрических уровней рельефа. Большую роль здесь играют секущие разломы северо-западного простираения.

Границы блока VI имеют меридиональное и широтное простираения. Этот блок отличается от других большей приподнятостью и монолитностью. Зона Пуна-Альтиплано относительно приподнята и слабо выражена. Здесь выделяется овальное сводовое Северо-Чилийское поднятие размером 750×400 км. Оно составлено дочерними структурами диаметром до 400 км. Сводовое поднятие асимметрично и расчленено северо-восточным разломом на две части, из которых восточная более приподнята. Вдоль этого разлома расположена центральная впадина свода. Можно предполагать, что эта впадина генетически связана с инверсированной здесь зоной Пуна-Альтиплано. В блоке VI широко распространены диагональные разломы. Они разделяют его на четыре части, причем северная и южная приподняты, восточная относительно опущена, а западная умеренно приподнята. Восточная часть блока VI имеет треугольную форму и отличается сложным строением. Здесь расположены прибрежный грабен Атакама, дугообразные депрессии, кольцевые структуры, система тектонических уступов.

К северо-западу от V расположен IV блок или Северо-Перуанский сегмент. Продольные его границы соответствуют крупным современным разломам северо-западного простираения, а попереч-

ные (широтная и северо-восточная) выступают в рельефе как тектонические уступы. Следует отметить, что простирание большинства крупных притоков Амазонки, расположенных против этого блока, соответствует направлению его поперечных границ (реки Бени, Мадейра, Журуа, Пурус и др.). Горные Анды в этом блоке имеют ширину 250—300 км и состоят из двух вытянутых в северо-западном направлении высокогорных хребтов Западной и Восточной Кордильер. Высота Кордильер здесь значительно ниже. В основном поднятии они достигают 4—5 км и лишь отдельные вершины 6 км. Между Кордильерами протягиваются глубокие продольные долины рек Мараньон и Уальяга, заполненные континентальными третичными и четвертичными отложениями.

Все структурные элементы блока IV подчинены единой системе крупного Перуанского свода. Цепи Кордильер образуют здесь почти замкнутый овал, внутри которого расположена долина р. Мараньон. Периферия свода хорошо подчеркивается контурами предгорий и шельфа. Перуанский глубоководный желоб в районе блока IV выглядит в виде дуги, также согласной с выделяемой структурой. Перуанский свод имеет размеры по длинной оси 1300 км, а по короткой 500 км. Центральная впадина здесь четко выражена в современном рельефе. Судя по тому, что она заполнена третичными осадками, можно предположить, что и впадина и свод возникли на ранней стадии орогенеза Анд.

Остальные своды сильно деформированы и осложнены дочерними структурами. В южной части Перуанский свод также осложнен дочерней структурой, которая хорошо подчеркивается очертаниями шельфа. Впадина дочерней структуры расположена на одной оси с основной впадиной Перуанского свода. Эти впадины взаимосвязаны. Основной геологической особенностью свода является то, что в его пределах совершенно отсутствуют проявления плиоцен-четвертичного вулканизма.

Важное значение имеют линейные сквозные структуры и особенно широтные зоны, расположенные в северной и южной частях блока IV. Широтная зона разломов, ограничивающая блок на севере, проявлена особенно контрастно. В Тихом океане эта зона приурочена к южной границе вала Карнеги, на материке она продолжается серией широтных линеаментов, осложняющих Амазонскую депрессию.

К югу от VI расположен VII блок, или Средне-Чилийский сегмент. Продольные его границы приурочены к разломам меридионального, а поперечные — широтного простираний. Общая ширина Анд в этом блоке резко сокращается и доходит до 300—400 км.

Сопоставление современной структуры с палеотектоническими схемами показало, что на реликтовый палеозойский тектонический план здесь наложены молодые орогенные формы. Наиболее ярко в этом блоке представлена крупная кольцевая структура (Средне-Чилийская) размером 1000×600 км, в которой сконцентрированы палеозойские граниты. Эта структура расположена меж-

ду 26 и 37° ю. ш., где Анды образуют пологую дугу, обтекающую упомянутую структуру. В предгорной части серия дугообразных поднятий и долин также подчеркивает ее внутреннее концентрическое строение. Восточная часть структуры, расположенная на платформе, отражена в рисунке речной сети. В ядре структуры хорошо прослеживается центральная впадина, наиболее отчетливо проявленная в предгорной части. В горной области кольцевая структура подчеркивается концентрическими дислокациями и дугообразным очертанием Анд. Выделенные овалы структуры вдоль горного хребта Анд перекрывают Средне-Чилийскую структуру.

По данным С. Е. Колотухиной (1968 г.), ядро выделенного свода хорошо подчеркивается областью распространения редкометальных пегматитов. По периферии сооружения размещены рудные месторождения, по своему типу близкие к рудному поясу орогена Анд. Этот блок, так же как и предыдущие, осложнен системами линейных нарушений. Особенно отчетливы здесь кроме меридиональных две зоны широтных нарушений и крупный разлом северо-восточного простирания.

В заключение необходимо подчеркнуть, что морфоструктурный анализ Андийского пояса позволил выделить кроме крупных продольных и поперечных блоков, отмечавшихся и ранее многими авторами (Е. Е. Милановский, 1975 г.; В. В. Белоусов, 1963 г.), систему удлиненных сводовых поднятий, группирующихся в непрерывную цепь, вытянутую вдоль горного сооружения Анд. С системой сводов хорошо увязывается единая система грабенообразных впадин, расположенных в их осевых частях.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ АНД

Опубликовано большое число работ о рудных месторождениях Андийского вулканического пояса и закономерностях их размещения (Е. Ahlfeld, A. Schneider-Scherbina, 1964 г.; Ruiz 1965 г.; С. Е. Колотухина, Л. А. Григорьева, Л. И. Клаповская, 1968 г.; Л. Н. Красный, 1973 г.; В. П. Казанский, Ф. К. Шипулин, 1973 г.). Последние авторы выделяют на территории Центральных Анд четыре основных рудных пояса, ориентированных согласно с общим простиранием складчатых структур: медный пояс Тихоокеанского побережья, свинцово-цинковый пояс Центрального Перу, Восточно-Андийский золотоносный пояс и оловянно-серебряный пояс Боливийских Кордильер. Пояса в перечисленном порядке сменяют друг друга с запада на восток. Отмеченная зональность осложняется поперечными нарушениями и, по нашим данным, наложенными сводами и куполами.

В пределах медного пояса преобладают месторождения палеогенового и позднемиоценового возраста, а в остальных трех — миоценового. На основании этих данных нами построены металлогенические схемы для раннеорогенной (в основном палеогеновой) и

позднеорогенной (миоцен-плиоценовой) стадий развития охарактеризованных выше структур вулканического пояса (рис. 42).

Медный пояс детально рассмотрен в работе В. И. Казанского и др. (1975 г.). Пояс имеет ширину 30—70 км и протягивается на расстояние более 2500 км. С месторождениями медного пояса связана значительная часть мировой добычи меди, а также добываемого попутно молибдена. В ряде случаев руды месторождений

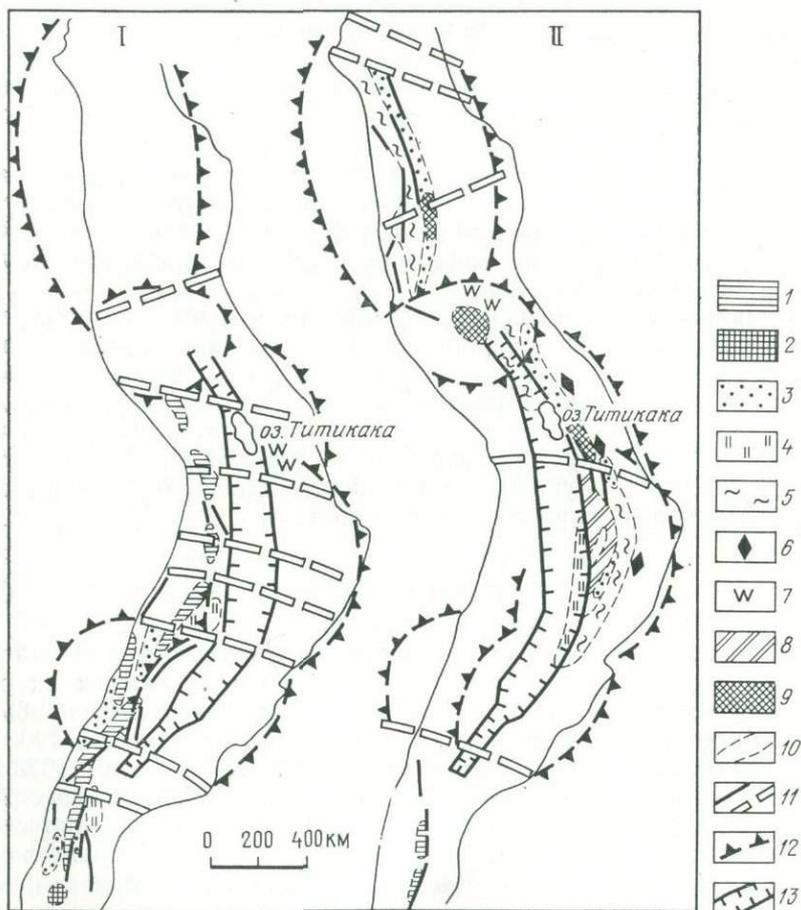


Рис. 42. Схема металлогении палеогенового (I) и неогенового (II) периодов вулканического пояса Центральных Анд. Составила Г. А. Тананаева по данным Е. Е. Милановского (1975 г.), М. Г. Ломизе (1975 г.), К. Руиса (1965 г.) и др. 1—9 — металлогенические зоны с преобладанием эндогенных проявлений: 1 — медно-порфировых, 2 — медно-турмалиновых, 3 — золоторудных, 4 — серебряных, 5 — свинцово-цинковых, 6 — сурьмяных, 7 — оловянно-вольфрамовых и вольфрамовых, 8 — оловянно-серебряных и сульфостаннатных (оловянно-цинковых) касситерит-сульфидной формации (турмалиновый тип), 9 — оловянных касситерит-силикатно-сульфидной формации (турмалиновый тип); 10 — контуры металлогенических зон; 11 — основные разломы; 12 — границы сводов; 13 — границы грабена Альтиплано

этого пояса содержат также золото и серебро. Крупнейшие месторождения пояса — Эль-Сальвадор, Эль-Тенiente, Чукикамата, Такепала, Серо-Верде, Потрерийос и др.

Контуры медного пояса почти полностью соответствуют контурам палеогенового вулканического пояса. За его пределами медные месторождения неизвестны. Медное оруденение формировалось, как и вулканиты, с конца юры до палеогена включительно, но большая часть месторождений была образована в палеогеновое время. Главные месторождения пояса относятся к медно-порфировой формации и генетически связаны с малыми интрузивами диоритов, монзонитов и тоналитов. Незначительно распространены месторождения медно-турмалинового типа, обычно имеющие форму брекчиевых трубок. Известны и отдельные вулканогенно-осадочные проявления меди.

Другие эндогенные рудные проявления, связанные с позднеорогенной стадией, образуют протяженные пояса, расположенные к востоку от медных палеогеновых проявлений. В Центральном Перу находится полиметаллический пояс, прослеживающийся на расстоянии более 350 км. Абсолютный возраст большинства месторождений этого пояса 7—9 млн. лет. Среди месторождений пояса преобладают жильные или штокверковые полиметаллические с высоким содержанием серебра, но самое крупное месторождение пояса — Серо-де-Паско относится к колчеданно-полиметаллическому типу.

Комплексные медно-серебряно-свинцово-цинковые месторождения западной части полиметаллического пояса локализируются в вулканитах. Здесь присутствуют также золото-серебряные и ртутные проявления. Месторождения восточной части пояса, расположенные вблизи полей вулканитов, но в терригенно-карбонатных породах, содержат мало меди, но обогащены оловом, вольфрамом, висмутом и являются также комплексными колчеданно-полиметаллическими. Крупнейшее из них — Серо-де-Паско, из руд которого добываются свинец, цинк, серебро, медь, висмут, сурьма, олово, таллий, галлий, германий, селен, теллур, индий, кадмий и золото.

Оловянно-серебряный пояс почти целиком располагается на территории Боливии, поэтому и известен под названием Боливийского. Он затухает на территории Южного Перу и Северо-Западной Аргентины. Этот пояс почти целиком лежит в пределах упомянутого выше палеозойского массива, закончившего свое геосинклинальное развитие в девоне. Ф. К. Шипулин и В. И. Казанский (1972 г.) считают его активизированной в меловое и третичное время эпипалеозойской платформой. Палеозойские породы — песчаники и сланцы ордовика, силура и девона общей мощностью, превышающей 10 000 м, — смяты в узкие линейные складки субмеридионального простирания. Меловые отложения палеозойского массива преимущественно континентальные и, по мнению Ф. К. Шипулина и В. И. Казанского (1972 г.), представляют собой чехол молодой платформ.

Магматические образования оловянно-серебряного пояса имеют в основном неогеновый возраст. При этом крупные массивы гранодиоритов этого возраста (Иллимани, Санта-Вера-Крус, Кимса-Крус) располагаются к северу от широтного линейного элемента Арика-Элбоу, а субвулканические и мелкие гипабиссальные тела, так же как и поля эффузивов, южнее его. Все изверженные породы Боливии, как и большей части палеозойского массива, умеренно кислые, в них резко преобладает калий над натрием. Субвулканические тела и штоки миоценового и плиоценового возраста, развитые в основном южнее разлома Арика-Элбоу, сложены латитами, кварцевыми латитами, дацитами, риодацитами и реже риолитами. Ф. К. Шипулин и В. И. Казанский (1972 г.) отмечают в Северной Боливии наличие дайковых и небольших штокообразных тел дацитов, андезитов и керсантитов, более поздних, чем массивы гранодиоритов. Эти магматические образования авторы относят к комплексу самостоятельных малых интрузивов. Самые молодые магматические породы пояса — андезито-базальты плейстоцена.

Анализ имеющихся материалов показывает, что в размещении неогеновых субвулканических тел и оруденений того же возраста большая роль принадлежит дугообразным разломам, обрамляющим восточный борт впадины Альтиплано. К этим же разломам приурочена серия узких дугообразных впадин, заполненных верхнемеловыми и палеогеновыми грубообломочными континентальными отложениями. Миоцен-плиоценовые вулканы слагают крупные изометричные площади в тыловой части дугообразных структур. В ряде случаев при преобладающей линейной ориентировке вулканического пояса Боливии на размещение эндогенных рудных проявлений оказывают влияние наложенные своды и купола.

Металлогенический облик Боливийского пояса определяют месторождения олова, серебра, висмута и в меньшей степени вольфрама, цинка, сурьмы. На территории Альтиплано известны миоценовые вулканогенно-осадочные проявления меди. Для пояса характерно блоковое строение, с чем связана и металлогеническая зональность. В Северной Боливии главное значение имеют оловянно-вольфрамовые месторождения, приуроченные к контактам массивов гранодиоритов, а в Южной — комплексные оловянно-серебряно-полиметаллические. На схеме металлогении Боливийского пояса (рис. 43) можно видеть, что оловянные месторождения Южной Боливии слагают несколько узких дугообразных поясов. Наиболее протяженный из них — восточный — имеет длину около 400 км и ширину 20—30 км. Он включает все крупнейшие месторождения Боливии (Оруро, Потоси, Ллалагуа, Колкечака), отнесенные нами к касситерит-силикатно-сульфидной и касситерит-сульфидной формациям. Возраст месторождений пояса — миоценовый и плиоценовый. Второй пояс длиной около 170 км и шириной 15—20 км почти параллелен первому и расположен вблизи грабена Альтиплано. В его пределах сосредоточе-

ны главным образом месторождения сульфостаннатов Поопо, Монсеррат, Каргнаукольо и др. К югу от этих поясов наблюдается еще один, но более короткий дугообразный пояс оловорудных (с висмутом) и оловянно-серебряных месторождений. К востоку от оловорудных поясов расположен более широкий прерывистый пояс низкотемпературных свинцово-цинковых проявлений с низким

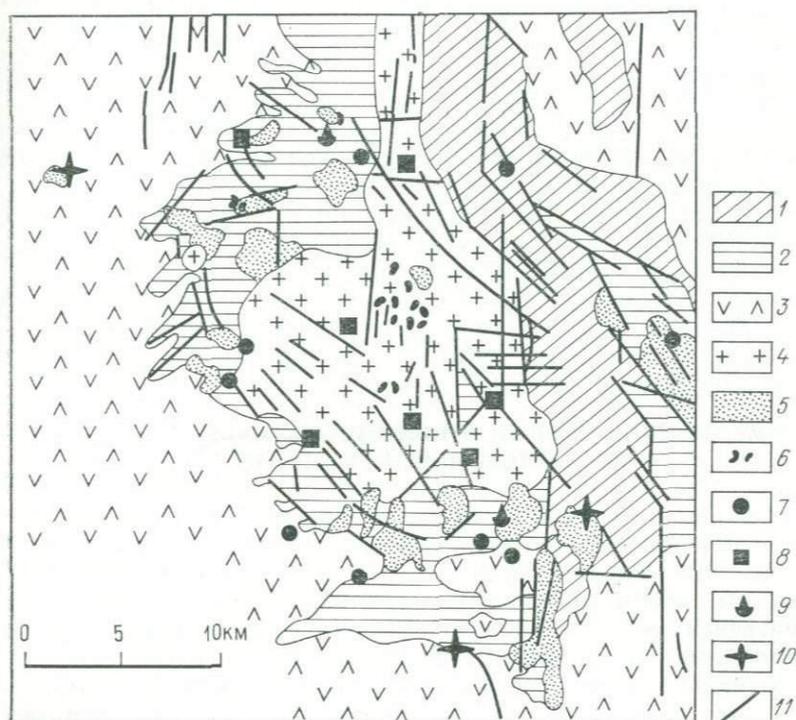


Рис. 43. Геолого-структурная схема медно-полиметаллического рудного района Маминья (Северное Чили). По А. Н. Томасу (1967 г.).

1 — юрские вулканиты; 2 — меловые вулканиты; 3 — раннетретичные вулканогенно-осадочные породы; 4 — гранодиориты, тоналиты; 5 — кварцевые порфиры; 6 — турмалиновые трубки; 7—10 — рудные месторождения: 7 — меди, 8 — серебряно-свинцово-цинковые, 9 — флюоритовые, 10 — золоторудные; 11 — основные разломы

содержанием серебра. Многочисленные проявления сурьмы (антимонит-кварцевой формации) располагаются по периферии оловорудных поясов. Такое же положение занимают и золоторудные проявления. Месторождения серебра (Пулакайо, Сан-Кристоваль) приурочены, в основном к грабену Альтиплано и имеют плиоценовый возраст.

В заключение необходимо отметить, что хотя основная роль в размещении месторождений Боливии принадлежит линейным северо-западным разломам, большое влияние на их локализацию в северной части оказывают дуговые приграбеновые разломы. В юж-

ной части пояса все наиболее крупные оловорудные и оловянно-серебряные месторождения сосредоточены в зоне пересечения дуговых разломов с широтными долгоживущими тектоническими зонами Арика-Элбоу и Севаруйо-Потоки.

Таким образом, структурная позиция Андийского вулканического пояса в целом определяется его приуроченностью к окраинноматериковой флекуре. Этот пояс имеет сложное строение, обусловленное длительностью его формирования, смещением во времени магматической деятельностью с запада на восток и от центральной зоны к северу и югу. Большое влияние на современный структурный облик пояса оказывают поперечные к складчатости разломы, наложенные сводовые и купольные поднятия и кальдеры. Характерная черта вулканического процесса — направленное изменение состава вулканитов: от андезитов в центре до риолитов на востоке. В распределении минерализации наблюдается отчетливая поясовая металлогеническая зональность: западный приокеанический медный пояс по направлению на восток сменяется полиметаллическим, затем золоторудным и, наконец, олово-серебряным, расположенным в глубине континента. По направлению с запада на восток возрастает роль металлов сналического профиля и уменьшается — фемического.

МЕДНО-ПОРФИРОВЫЙ И ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН МАМИНЬЯ (ЧИЛИ)

Медно-полиметаллический рудный район Маминья расположен в северной части Арауканского пояса (Северное Чили). Площадь района около 700 км². Рудный район приурочен к выходу юрских и меловых вулканогенно-осадочных пород, обнажающихся среди раннетретичных вулканитов. Судя по расположению разломов, разновозрастных вулканогенно-осадочных и магматических пород, район представляет собой сводовое поднятие, в центральной части которого обнажается массив гранодиоритов—тоналитов общей площадью около 100 км². По его периферии развиваются небольшие штоки кварцевых порфиров (см. рис. 43).

Рудный район Маминья приурочен к узлу пересечения региональных разломов широтного и меридионального простираний. В его пределах широко проявлены разломы и других направлений, в том числе радиальные и дуговые, которые контролируют концентрическое размещение штоков кварцевых порфиров и тел турмалиновых брекчий, особенно широко развитых в центральной части массива гранодиоритов. Тела брекчий имеют трубообразную и неправильную форму, обломки гранодиоритов в них сцементированы и частично замещены кварц-турмалиновым агрегатом.

В центральной части района развиты в основном мелководные юрские морские отложения: кварциты, песчаники, туфопесчаники, агломераты и туфы андезитов и трахитов (формации Чакарيريا). Их мощность достигает 1000 м. Среди отложений мелового возраста преобладают туфопесчаники, переслаивающиеся с лавами

и туфами андезитов и трахитов (формация Эмпекса). В породах раннего мела более распространены конгломераты и песчаники с прослоями андезитов. Общая мощность меловых пород 400 м. Окружающие рудный район третичные образования представлены в основном риолитовыми игнимбритами. Сохранившаяся мощность третичных пород в районе достигает 300 м.

Изверженные магматические породы слагают значительную часть рудного района. По данным А. Томаса (1967 г.), наиболее ранние из них — гранодиориты и тоналиты, а поздние — штоки кварцевых порфиров. Массив гранодиоритов—тоналитов имеет изометричную форму в плане; он осложнен крупной апофизой меридионального простираия. Массив сложен крупнозернистыми породами в основном гранодиоритового состава. Краевая часть его сложена диоритом, в юго-западной части обнажаются габбро-диориты. В массиве встречаются редкие тела лейкократовых гранитов. А. Томас (1967 г.) считает возраст массива поздне меловым. Штоки кварцевых порфиров имеют размер до 1—2 км² и крутопадающие контакты с вмещающими породами. Некоторые тела кварцевых порфиров А. Томас считает вулканическими жерлами. Отдельные из них интенсивно изменены гидротермальными процессами — турмалинизированы, хлоритизированы, серицитизированы, каолинизированы, окварцованы и содержат вкрапленность сульфидов: пирита, халькопирита, молибденита и реже галенита и сфалерита. Возраст пород штоков, по данным А. Томаса, — поздне третичный. Они образовались позже массива гранодиоритов. В рудном районе отмечены также третичные дайки трахиандезитов и андезитов, соотношения которых с кварцевыми порфирами неясны.

Трубообразные тела турмалиновых брекчий обычно имеют зональное строение: центральная часть их состоит из обломков пород (гранодиоритов и тоналитов, реже кварцевых порфиров или вулканогенно-осадочных пород), а периферическая сложена турмалином, образующим своеобразное кольцо.

Среди рудных месторождений района преобладают медные и свинцово-цинковые. Главное значение имеют вторые. В медных нередко отмечается примесь молибдена или золота, а в свинцово-цинковых — серебра. В районе отмечено несколько золоторудных проявлений. Наиболее крупные месторождения сосредоточены в юго-восточной части района.

Медные месторождения относятся к медно-порфировой формации. Большинство из них ассоциирует со штоками кварцевых порфиров или трубообразными телами турмалиновых брекчий. Отмечаются также месторождения жильного типа. Содержания золота в рудных телах медных и медно-молибденовых месторождений достигают 5—10 и даже 20 г/т. В составе руд медных месторождений преобладают пирит, халькопирит, кварц и турмалин.

Полиметаллические месторождения района относятся к березитовой галенит-сфалеритовой формации. Форма рудных тел в основном жильная. Руды этих месторождений отличаются преобла-

данием свинца над цинком и высоким (обычно 300—600, иногда 700—800 г/т) содержанием серебра. Большинство из них содержит также 3—4 г/т золота и примесь сурьмы. Минеральный состав месторождений довольно сложен. Главные минералы руд — галенит, сфалерит, пирит и халькопирит; второстепенные — антимонит, аргентит, арсенопирит, гематит, тетраэдрит и самородное серебро. Жильные минералы представлены кварцем, баритом, кальцитом, хлоритом, серицитом и реже турмалином. Вмещающие породы обычно пропилитизированы, а вблизи рудных тел хлоритизированы, серицитизированы и окварцованы. Широко распространена более поздняя их каолинизация. Некоторые из серебро-полиметаллических месторождений района приурочены, как и медные, к телам турмалиновых брекчий (месторождение Луиза). Рудные тела в таком случае представлены пологими жилами, расположенными по периферии трубообразного тела турмалиновых брекчий, и содержат до 12% свинца и цинка и 700—870 г/т серебра. Полиметаллические и медные месторождения характеризуются хорошо проработанными зонами окисления.

В размещении эндогенной минерализации на территории рудного района Маминья наблюдается отчетливая концентрическая зональность (см. рис. 43). В центре рудного района (и в центре массива гранодиоритов) вблизи зоны, в которой распространены трубообразные тела турмалиновых брекчий, преобладают серебряно-полиметаллические месторождения (Луиза, Ябрикойя, Пила и др.). Наиболее крупные из них приурочены к телам турмалиновых брекчий (Луиза) или штокам кварцевых порфиров (Ябрикойя). Месторождение Ябрикойя, занимающее положение на границе со следующей, медной зоной, отличается комплексной медно-полиметаллической минерализацией.

К зоне полиметаллических месторождений примыкает зона медного оруденения. Эта зона почти целиком выходит за пределы массива гранодиоритов и совпадает с поясом развития субвулканических штоков кварцевых порфиров. Лишь некоторые из медных месторождений залегают в породах эндоконтакта массива гранодиоритов (Рио-Тинто Южный и Рио-Тинто Северный). Месторождения медной зоны приурочены к телам кварцевых порфиров и часто ассоциируют с телами вулканических и турмалиновых брекчий. За пределами медной зоны известно несколько мелких собственно золоторудных проявлений.

Особенностью отмеченной зональности в распределении эндогенных рудных месторождений района Маминья является независимость ее от турмалиновых брекчий, в центральной зоне с турмалиновыми брекчиями ассоциируют серебро-полиметаллические месторождения, в периферической — медные. В обоих случаях эти месторождения крупные с богатыми рудами и содержат повышенные количества серебра.

В целом рудный район Маминья приурочен к своду, возникновение которого относится, вероятно, к позднему мелу. В третичное время сводообразование продолжалось, а магматическая дея-

тельность проявилась в субвулканической форме (штоки кварцевых порфиров, взрывные трубки). С последними связана вся эндогенная минерализация района. Аналогичные рудные районы широко распространены и в пределах Арауканского вулканического пояса (Чукикамата, Копиапо и др.).

КАССИТЕРИТ-СУЛЬФИДНЫЙ РУДНЫЙ РАЙОН ПОТОСИ (БОЛИВИЯ)

Оловорудный район Потоси расположен в северо-западной части свода Кари-Кари Андакаба. Последний находится в месте пересечения дугообразной зоны разломов, сопряженной с грабеном Альтиплано, и сквозной широтной зоны разломов Соваруйо-Потоси, выделенной Ф. К. Шипулиным и В. И. Казанским (1972 г.). Размер свода 30×20 км. Он вытянут в близмеридиональном направлении и выражен в рельефе в виде горного хребта Кари-Кари Андакаба. В центральной части свода расположен массив гранатосодержащих кварцевых диоритов и гранодиоритов, один из крупнейших в Боливии (площадью 400 км²). Возраст пород этого массива 20,8—20,1 млн. лет (I. Evernaden, 1977 г.).

Свод Кари-Кари Андакаба отчетливо выделяется по расположению разломов, ориентировке тектонических долин, а также наличию полей меловых континентальных толщ и особенно третичных эффузивов, расположенных по периферии свода и нередко имеющих дугообразную форму (Г. Н. Тананаева, И. Н. Томсон, 1974 г.). Основная часть свода сложена песчано-сланцевыми породами ордовика, смятыми в линейные субмеридиональные складки. Меловые континентальные осадки заполняют несколько дугообразных впадин такого же простирания, расположенных вблизи свода, а третичные вулканиты распространены в основном в его северо-западной части, где расположен рассматриваемый рудный район.

Анализ имеющихся не слишком обильных геологических материалов (F. Ahlfeld, L. Bransia, 1964 г.; Ф. Тэрнер, 1964 г.; C. F. Rivas, R. Carrasco, 1968 г. и др.) показывает, что эта часть свода имеет наиболее сложное строение: здесь хорошо проявлены многочисленные дуговые разломы, ограничивающие вулканические впадины, а также серия субмеридиональных и особенно широтных разломов, расположенных внутри штока Серо-Рико и вблизи него (рис. 44). Вулканиты, распространенные в северо-западной части свода, представлены риодацитами, риолитами и дацитами, встречаются и игнимбриты. Характерны небольшие штоки и дайки дацитов и риодацитов, пересекающие третичные вулканиты и сосредоточенные на небольшой площади (около 15 км²) в месте пересечения широтных и северо-восточных (дуговых) разломов.

Рудный район Потоси представляет собой один из секторов упомянутого свода и ограничивается дуговыми и радиальными разломами. Его площадь около 400 км². В размещении магматических и рудных проявлений в этом блоке установлена слож-

ная зональность. В пределах раннемиоценового массива Кари-Кари отмечаются мелкие проявления олова, относящиеся, по-видимому, к касситерит-силикатной формации. С более молодыми субвулканическими штоками, расположенными в экзоконтакте массива Кари-Кари, связана олово-серебряная минерализация. По периферии рудного района установлены слабооловоносные сереб-

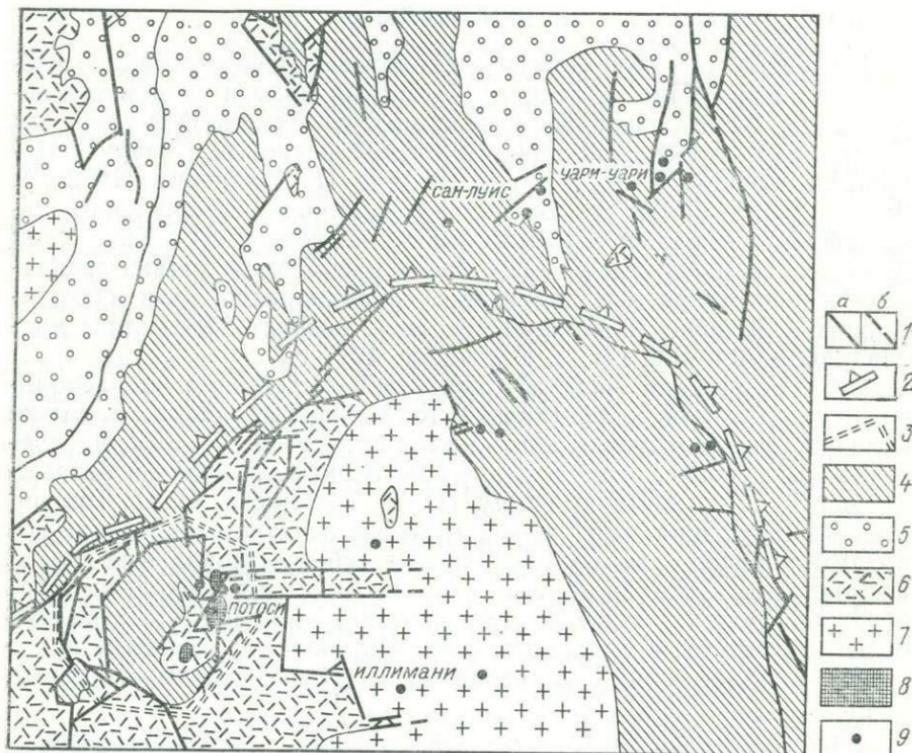


Рис. 44. Геолого-структурная схема рудного района Потоси. По R. Carrasco а. о. (1967 г.).

1 — зоны разломов: а — прослеженных, б — предполагаемых; 2 — границы свода; 3 — контуры рудного района; 4 — дислоцированные породы ордовика; 5 — меловая континентальная моласса; 6 — третичные вулканиты; 7 — гранодиориты и кварцевые диориты (массив Кари-Кари); 8 — субвулканические штоки дацитов; 9 — неогеновые эндогенные оловянно-серебряные проявления

ро-цинковые месторождения. Месторождения других металлов, расположенные на периферии рудного района, золотоносны; так, руды месторождения Уари-Уари содержат до 5 г/т золота.

Месторождение Потоси приурочено к лакколитообразному штоку дацитов. Рудные тела здесь залегают не только в дацитах, но и в осадочных породах ордовика и третичных вулканитах, расположенных вблизи штока. Упомянутый шток приурочен к участку пересечения широтных, меридиональных и дуговых разломов и

расположен, как и другие аналогичные штоки в бортах вулканогенной впадины, вблизи выступа пород ордовика. В нем широко развиты трещинные структуры северо-восточного простирания, прослеженные горными выработками на глубину более 1 км. Сложная вертикальная зональность в распределении минерализации на месторождении Потоси нами уже рассматривалась ранее (Г. А. Тананаева, 1976 г.). Она выражена в уменьшении с глубиной количества минералов серебра и увеличении халькопирита, станнина, тетраэдрита и т. д., а также появлении на глубине минералов висмута и вольфрама. По периферии рудного поля (в краевых частях штока и за его пределами) развиваются серебро-полиметаллические жилы без касситерита.

Глава 6. СТРУКТУРА И МЕТАЛЛОГЕНИЯ СВОДОВО-РИФТОВЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБЛАСТЕЙ И ВУЛКАНИЧЕСКИХ АРЕАЛОВ ПОПЕРЕЧНЫХ ВАЛОВ

Вулканические области двух типов — рифтов, связанных со сводами, и вулканических ареалов поперечных валов — рассмотрены на примере крупной Карпато-Динаро-Балканской неовулканической провинции. Авторы имели возможность ознакомиться с некоторыми рудными районами Румынии, Венгрии и проводить исследования в Югославии совместно с С. Янковичем и М. Петковичем. Собранные при этом материалы были использованы при составлении настоящего раздела. Ранее нами изучалась рудоносность других рифтовых вулканических провинций, связанных с Хэнтэй-Даурским и Восточно-Забайкальским мегасводами. Материал этих исследований изложен в соответствующих публикациях [20].

КАРПАТО-ДИНАРО-БАЛКАНСКАЯ НЕОВУЛКАНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

История геологического развития

Гетерогенная провинция Карпат, Динар и Балкан — часть Альпийского подвижного пояса Тэтиса. Она непосредственно соседствует с морскими бассейнами Средиземноморья, которые рассматриваются многими исследователями как вторичные наложенные впадины. Процессы орогенеза и тектоно-магматической активизации создали здесь крупнейшие мегаконцентрические структуры (рис. 45).

Неовулканические области тесно связаны с Карпато-Динаро-Балканской мегаконцентрической структурой, так как приурочены к ее внутренней зоне. В свою очередь здесь можно выделить вулканические области сводово-рифтового типа (Западно-Карпатская и Трансильванская) и связанные с валобразными поднятиями (Сербско-Македонским и Словацким). Они охарактеризованы ниже в качестве примеров, иллюстрирующих особенности строения и развития вулканических областей этих типов.

Карпато-Динаро-Балканский регион отличается разносторонней изученностью, и был опорным «полигоном» для обоснования новых тектонических гипотез (В. Г. Свириденко, 1978 г.). Последнее время во многих работах тектонические особенности региона рассматриваются с позиции моделей новой глобальной тектоники. Однако некоторые исследователи пришли к выводу, что с этой позиции невозможно объяснить формирование Карпатской вулканической дуги.

В. Г. Свириденко (1978 г.) обращает внимание на симметричное положение Карпат и Динарид по отношению к Паннонскому массиву. Он отвергает известные соображения об аналогии Карпат с островными дугами, так как Карпаты окружены корой континентального типа, а крутизна дуги гораздо больше, чем в островных дугах. Все эти вопросы могут найти объяснение на основе

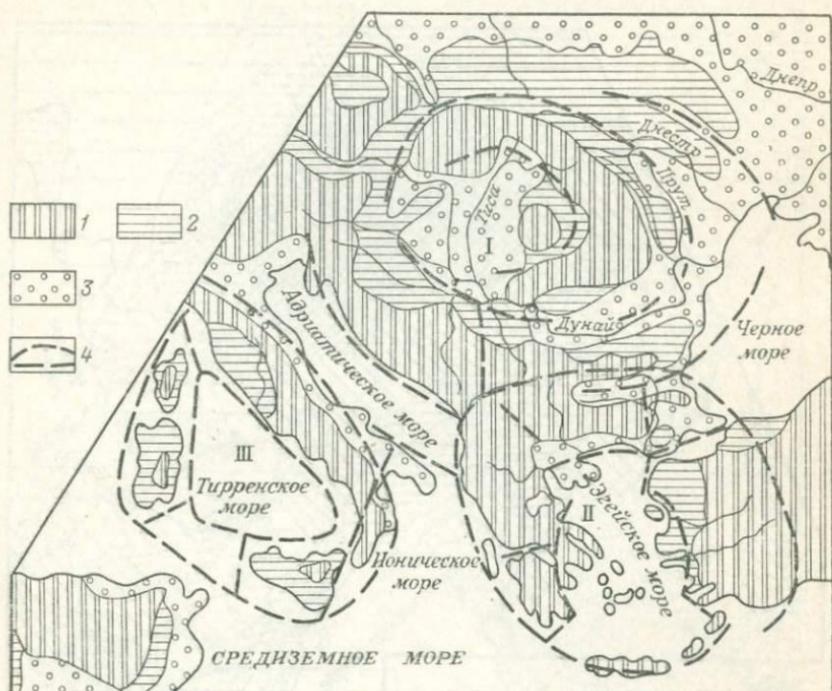


Рис. 45. Современные мегаконцентрические структуры юга Европы. Составила Н. Т. Кочнева.

Мегаконцентрические структуры: I — Карпато-Данубийская, II — Эгейская, III — Тирренская
 I—3 — гипсометрические уровни в метрах; 1 — выше 1000, 2 — 200—1000, 3 — до 200, 4 — основные концентрические и радиальные дислокации

развиваемых ниже представлений о Карпато-Динаро-Балканской провинции как едином кайнозойском орогене. С этих же позиций ниже проводится реконструкция структурных условий, в которых развивался и кайнозойский вулканизм (рис. 46, 47).

В Карпато-Динаро-Балканской неовулканической провинции выделяются три области — Сербско-Родопская, Словацко-Северовенгерская и Восточно-Закарпатская, в которых кайнозойский вулканизм контролируется орогенными структурами.

В Сербско-Родопской области кайнозойский орогенный магматизм проявился в три этапа — эоцен-олигоценый, миоценовый и плиоцен-четвертичный. Вулканогенные образования первого эта-

па развиты исключительно в пределах Родопского массива, где вулканические процессы тесно связаны со сводообразованием, охватившим эту жесткую структуру. На территории же Сербско-Македонского и Пелагонского массивов эоцен-олигоценый магматизм не проявился. В эоценовый этап здесь возникли сводовые поднятия и обрамляющие их впадины, заполненные грубообло-

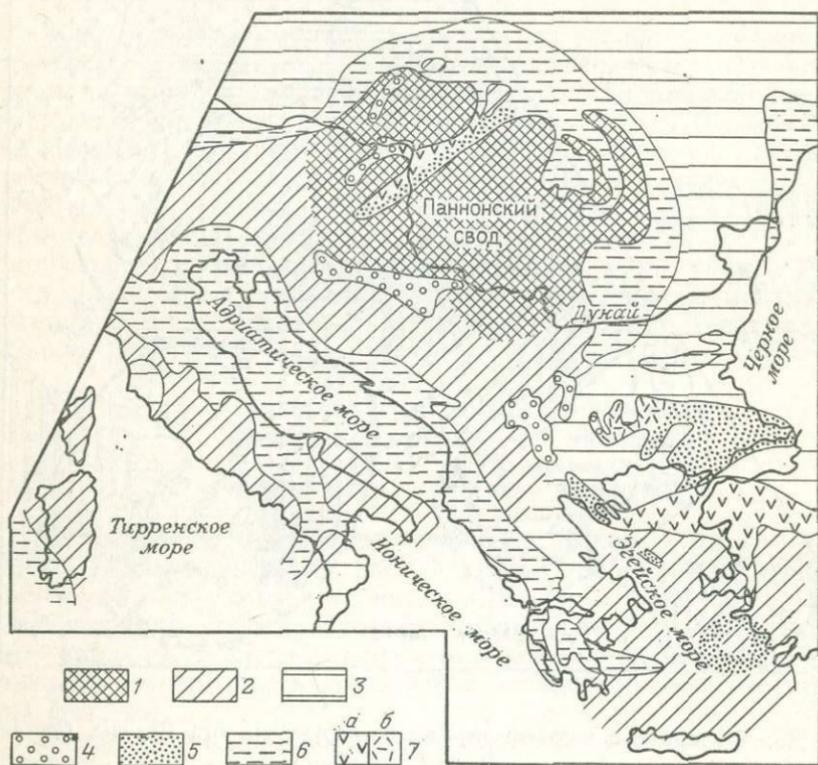


Рис. 46. Палеотектоническая схема Карпато-Динаро-Балканской провинции для эоцена.

1 — области высоких поднятий; 2 — области низких поднятий; 3 — равнины; 4 — молассы; 5 — континентальные кластические отложения; 6 — морские кластические отложения; 7 — вулканы: а — среднего, б — основного, в — кислого составов

мочной континентальной молассой. Некоторые палеогеновые депрессии были вовлечены в поднятия во второй (миоцен-плиоценовый) этап активизации, в результате чего сейчас эоценовые отложения в ряде случаев располагаются на вершинах горных водоразделов.

Родопский и Сербско-Македонский районы развития различных эоцен-олигоценых толщ (терригенно-вулканических и тер-

ригенных) имеют четкую границу, совпадающую с разломами северо-восточного простирания. Такая барьерная линия отделяет Родопский мегаблок, где проявилась тектоно-магматическая активизация первого этапа, от Сербско-Македонского, в котором проявилась лишь тектоническая активизация.

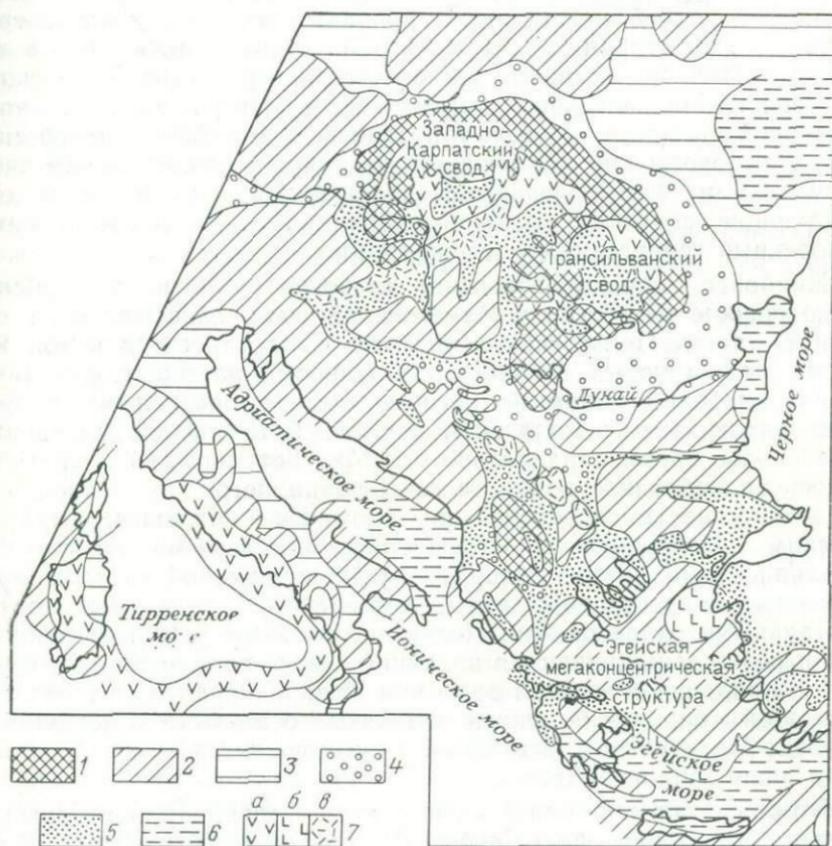


Рис. 47. Палеотектоническая схема Карпато-Динаро-Балканской провинции для мюцена.

1 — области высоких поднятий; 2 — области низких поднятий; 3 — равнины; 4 — молассы; 5 — континентальные кластические отложения; 6 — морские кластические отложения; 7 — вулканы: а — среднего, б — основного, в — кислого составов

Родопский мегаблок отличается тем, что здесь помимо терригенных толщ широко распространены и магматические образования эоцен-олигоценного возраста. Вулканизм на Родопском массиве был связан с формированием крупных сводовых и купольных поднятий — Рила-Пиринского и др. Вулканогенные и терригенные образования здесь накапливались в депрессионных рифтоподобных структурах, положение которых контролировалось внут-

ренными разрывными дислокациями. Исходя из этих структурных закономерностей область олигоценовой тектоно-магматической активизации Родопского массива можно отнести к сводово-рифтовому типу.

В Родопском массиве четко обособляются районы развития терригенно-вулканогенных и терригенных палеогеновых толщ. Пограничной линией между этими районами является зона северо-восточного простирания, которая играла существенную роль в эоцен-четвертичной истории геологического развития Родопского и Сербско-Македонского мегаблоков. К северо-западу от этой барьерной линии в Сербско-Македонском мегаблоке палеогеновый этап орогенной активизации не сопровождался каким-либо магматизмом. Формировавшиеся здесь наложенные впадины, обрамляющие сводовые поднятия, заполнялись континентальными и морскими терригенными отложениями.

Наиболее крупное эоценовое сводовое поднятие в Сербско-Македонском мегаблоке — Македонский свод, охватывающий северную часть Пелагонского массива. Свод относится к той же группе палеогеновых (приабон-олигоценовых на территории Болгарии) сводовых поднятий, которые были сформированы в процессе активизации в Родопском массиве. В Восточной Македонии в эоценовое время параллельно оси Македонского свода протягивалось валообразное поднятие северо-западного простирания, образованное цепью сводов меньших размеров — Малешевским, Осоговским и Чачерникским. С юго-запада и северо-востока они обрамлялись впадинами, которые, соединившись, образовали протяженные депрессионные зоны, заполненные эоценовыми континентальными отложениями. Последние в северо-западном направлении резко выклиниваются по линии северо-восточного простирания, совпадающей с зоной разломов Печкий канал. Северо-западнее этой барьерной линии эоценовые осадочные отложения в Сербско-Македонском мегаблоке отсутствуют. Вновь они появляются лишь западнее Дрины.

Второй этап орогенной активизации — миоцен-плиоценовый — охватил всю территорию Сербско-Родопской вулканической области, но центр магматической активности, по времени приходящийся на миоцен, сместился на северо-запад (в Сербско-Македонский район). Родопский массив в этот этап испытал общее воздымание, тогда как в пределах Сербско-Македонского массива и Вардарской зоны тектонические движения носили дифференцированный и подчас контрастный характер.

Магматическая деятельность, связанная с миоцен-плиоценовым этапом, наиболее активно проявилась в пределах полосы северо-западного простирания, где ареалы миоценовых вулканитов образуют пояс, секущий под острым углом Сербско-Македонский массив и Вардарскую зону (см. рис. 47). Магматические образования в пределах пояса представлены разобщенными полями игнимбритов, андезито-дацитов, кварцевых латитов и их пирокла-

тов, субвулканическими телами того же состава и редкими массивами гранодиоритов.

Вулканический пояс приурочен к валообразному поднятию фундамента того же северо-западного простирания, которое образовано цепью сближенных сводов — Восточно-Македонским, Лещевским, Копанничским и несколькими купольными поднятиями меньших размеров. Валообразное поднятие протягивается из Восточной Македонии в Западную Сербию и имеет в плане четковидную форму за счет сужения в местах сочленения соседних сводов. Протяженность его не менее 450 км, ширина около 70 км.

Обособленные поля вулканитов, составляющие пояс, локализуются, как правило, в центральных частях сводов. Линейный характер этого поднятия подчеркивается системой миоцен-плиоценовых впадин, заполненных грубообломочными терригенными отложениями, которые наиболее широко развиты вдоль его северо-восточного крыла. Структурное единство миоценовых вулканогенных образований, локализующихся в ядрах сводов, и синхронных им терригенных осадков, заполняющих впадины подножий, указывает на неогеновый возраст валообразного поднятия. Как показывает морфоструктурный анализ, это поднятие продолжало унаследованно развиваться в четвертичное время и отчетливо выражено в современном рельефе.

С миоценовым вулканическим поясом, положение которого контролируется валообразным поднятием фундамента, связаны свинцово-цинковые, сурьмяные и другие месторождения Сербско-Македонской металлогенической провинции. При этом практически каждый свод в пределах поднятия контролирует положение конкретного рудного района. Необходимо подчеркнуть, что в пределах Сербско-Родопской области последний, плиоцен-четвертичный, этап активизации наиболее активно проявился на юге Македонии, где к сформировавшимся молодым купольным поднятиям приурочены вулканогенные образования этого возраста и связанные с ними месторождения.

Вторая вулканогенная область Карпато-Динаро-Балканского региона, где широко проявился эоценовый и миоценовый вулканизм, — Словацко-Северовенгерская. Она охватывает северо-западную и северную части Паннонского срединного массива и зону его сочленения со складчатыми сооружениями Словацких Карпат. Эту область можно отнести к сводово-рифтовому типу. Вулканизм в ее пределах контролировался линейными грабенами Паннонско-Волынской поперечной депрессии, дуговыми и линейными грабенами, обрамляющими сводовые поднятия, и сквозным валообразным поднятием, пересекающим различные тектонические зоны.

Как видно из палеотектонической схемы (см. рис. 46), значительная часть Паннонского массива в эоцене, по-видимому, была вовлечена в сводообразование, причем вдоль осевой части свода были заложены грабены северо-восточного простирания. Они контролировались региональной Загреб-Токайской зоной разломов. С формированием системы линейных грабенов связана вул-

каническая деятельность в этой части Паннонского массива, где верхнеэоценовые, а затем миоценовые вулканиты образуют пояс северо-восточного простиранья, протягивающийся из района г. Загреба в бассейн среднего течения р. Тисы (расширяясь в том же направлении).

Вулканическая деятельность началась здесь в позднем эоцене и носила характер подводных эксплозивных извержений. В миоцене вулканизм в этой части Паннонского массива был более интенсивным. Начало его приходится на гельветское (возможно, бурдигальское) время, наибольшего развития он достиг в тортоне, а завершился в раннем сармате.

По данным Е. Е. Милановского и Н. А. Короновского [21], суммарная мощность миоценовых вулканитов в северо-восточной части пояса превышает 1,5 км, убывая к краям грабенов. Затухание вулканической деятельности совпадает с началом оседания свода и новым погружением Паннонского массива, которое происходило в течение позднего миоценового, плиоценового и четвертичного времени и привело к образованию Большой Венгерской (Паннонской) впадины. В результате здесь накопилась мощная (местами свыше 3 км) толща осадков, которые перекрыли вулкано-тектонические грабены. Завершение кайнозойского вулканизма на Паннонском массиве связано с излиянием плиоценовых базальтов в Балатонском нагорье (горы Баконь и др.). Это поднятие, осложняющее западный фланг массива, сформировалось в палеогене и неогене наряду с другими подобными поднятиями Паннонского массива и представляет собой орогенную сводовую структуру. Восходящие движения в этом районе протекали синхронно с охарактеризованным выше эоцен-миоценовым вулканизмом, продукты которого обрамляют поднятие с востока.

Словацко-Северовенгерская сводово-рифтовая вулканическая область охватывает также зону сочленения Паннонского массива со складчатыми сооружениями Западных Карпат и частично внутренние районы последних. Вулканические породы (преимущественно миоценового возраста) образуют протяженный дугообразный пояс на севере Венгрии, а также обширное поле изометричной формы в Словакии. Северо-Венгерский дуговой, выгнутый к югу, пояс вулканитов (см. рис. 47) включает в себя вулканические районы гор Бёржён-Дуназаг, Черхат, Матра, Бюкк, Токай и Прешов (на территории Словакии). Он располагается на южном и западном флангах Западно-Карпатского сводового поднятия, которое сформировалось на складчатом фундаменте внутренней зоны Карпат. Судя по палеотектоническим схемам, оно возникло в миоцене в пределах северной части распадающегося эоценового Паннонского свода (см. рис. 47).

Западно-Карпатский свод имеет в плане овальную форму, вытянутую в субширотном направлении. Длина его 270 км, ширина около 190 км. В ядре его обнажаются протерозойские и палеозойские породы, прорванные варисцийскими гранитоидами. Крылья свода сложены отложениями преимущественно триасового воз-

раста, среди которых обнажаются отдельные разобщенные блоки палеозойских и протерозойских пород. Варисцийские гранитоиды помимо их концентрации в ядре структуры группируются также в дуговой пояс на ее северном и западном крыльях, свидетельствуя о возможном существовании аналогичной сводовой структуры и на более ранних этапах развития области.

Наиболее отчетливо Западно-Карпатский свод, по-видимому, обособился на фоне более крупного эоценового поднятия к началу миоцена, когда морской режим существовал лишь на его западном, южном и восточном флангах. В этой же части сводового поднятия в миоцене интенсивно проявилась вулканическая деятельность, которая, по всей вероятности, была связана с формированием дуговой системы грабенов на периферии свода.

Современные границы свода отчетливо фиксируются по замкнутой системе дугообразных речных долин, которые несомненно контролируются концентрической системой внутренних дислокаций сводового поднятия. Таковы долины р. Хорнад, истоков рек Дунайца, Вах и др. На южном фланге свода к внешней зоне концентрических разломов приурочен Северо-Венгерский дуговой вулканический пояс. На севере вдоль периферии свода непосредственно на продолжении вулканической дуги располагается узкая дуговая цепь горстов, сложенных юрскими и меловыми отложениями.

Обширное изометричное вулканическое поле Словакии располагается на юго-западном фланге ядра свода. Оно представляет собой самостоятельную вулканотектоническую структуру, положение которой, с одной стороны, контролируется дуговыми внутренними дислокациями свода, а с другой — меридиональным валообразным поднятием фундамента, прослеживающимся из района западнее г. Будапешта через Бёржён-Дунагазские горы, районы Бянска-Штявница, Кремница и Гудруша на левобережную часть бассейна р. Кушицы в Западных Карпатах. На всем своем протяжении это поднятие фиксируется выходами триасовых и более древних пород среди перекрывающих их осадочных и вулканических кайнозойских образований или близким расположением кристаллического фундамента под ними. В Западных Карпатах с северной частью валообразного поднятия связано резкое сужение геосинклинального трога, заполненного палеоцен-эоценовой флишевой толщей. Ширина этого поднятия 30—50 км. К меридиональному валообразному поднятию в Словакии приурочены крупные рудные районы — Бянска-Штявница, Кремница и Гудруша.

В пределах Словацкой структуры вулканическая деятельность началась в бурдигале, наибольшей интенсивности она достигала в тортоне и завершилась в конце сармата. Вулканизм носил в основном экспозивный характер. Характерно, что продукты кислого вулканизма здесь приурочены исключительно к меридиональному валообразному поднятию фундамента.

В Северо-Венгерском дуговом вулканическом поясе эффузивная деятельность протекала в два этапа — эоцен-олигоценый и миоценовый. С позднеэоценовым вулканизмом гор Матра ассоциирует важное в промышленном отношении медно-молибденовое месторождение Речк, которое приурочено к субинтрузивному телу андезитов. Начало неогенового этапа вулканизма в пределах Северо-Венгерского пояса приходится на бурдигальский век, когда одновременно с новой трансгрессией моря в ряде районов началась вулканическая деятельность. Резкое усиление ее приходится на позднегельветское время; наибольшей интенсивности в пределах всего пояса вулканизм достиг в тортоне и завершился в сармате и раннем панноне.

Дуговой характер Северо-Венгерского пояса позволяет предполагать его продолжение в северо-западном направлении на левобережье р. Вах в ее нижнем течении, где миоценовые вулканы могут быть перекрыты более молодыми осадками. Северо-Венгерский вулканический пояс в миоцене в целом представлял собой, вероятно, цепь вулканических островов в мелководном море, расположенных вблизи береговой линии.

Третья область Карпато-Балканского региона, где проявился кайнозойский вулканизм, — Восточное и Южное Закарпатье. Здесь выделяются два района распространения вулкаников — Апусенский и Трансильванский. Вулканические процессы в них связаны с развитием двух структур — купольного поднятия гор Апусени и изометричной Трансильванской впадины, которые осложняют крупный, длительно развивавшийся Трансильванский свод.

Историю формирования Трансильванского свода можно проследить начиная со среднего мезозоя, когда в западных районах Паннонского массива существовал субплатформенный тектонический режим. Палеогеографические реконструкции, проведенные Н. Онческу (1960 г.), указывают на существование в триасе на территории современного Восточного Закарпатья крупного острова, сложенного породами кристаллического основания — «Трансильванской суши».

В позднеюрское и раннемеловое время «Трансильванская суша» в общих чертах сохраняла свою конфигурацию, хотя и превратилась в полуостров, соединившись с сушей, существовавшей на северо-восточной окраине Паннонского массива. В сеномане в связи с трансгрессией моря площадь полуострова несколько сократилась.

Вторая половина мелового периода в Восточно-Закарпатской области отличалась напряженным тектоническим режимом. С этим временем связаны серьезные структурные перестройки, обусловленные прежде всего ларамийской складчатостью, завершением движения Гетского покрова, амплитуда которого 70 км. Произошло поднятие горной зоны Апусени, а в зоне Трансильванского свода была заложена одноименная впадина. С этими же тектоническими движениями были связаны ларамийские интрузи-

вы банатитов и формирование вулканитов среднего и основного состава. Таким образом, в конце мела Трансильванский свод приобрел те черты, которые в общем плане сохранились в последующие этапы его развития.

В эоценовое время в связи с трансгрессией моря значительно расширилась область осадконакопления в центральной части Трансильванского свода, которая севернее соединилась с морским бассейном Карпатского эоценового геосинклинального трога. Приподнятой над уровнем моря в эоцене оставалась сравнительно узкая дугообразно изогнутая цепь островов, сложенных докембрийскими и мезозойскими толщами Восточных и Южных Карпат и гор Апусени. Этот план развития структуры Восточного Закарпатья сохранился и в последующем. В тортоне в регионе существовала почти замкнутая горная цепь, в состав которой входили те же районы Карпат и гор Апусени. Кольцевая горная гряда почти со всех сторон была обрамлена морским бассейном и, в свою очередь, обрамляла почти изометричный морской залив, располагавшийся на месте современной Трансильванской впадины. На западе, в районе гор Апусени, от горной гряды веерообразно отходили отроги, положение которых несомненно контролировалось радиальными разрывными дислокациями развивающейся сводовой структуры. В сарматское время при сохранении общего плана тектонического развития региона произошло разрастание кольцевой горной цепи и некоторое сужение внутреннего морского залива. В раннем плиоцене эта тенденция сохранилась. Сводовое поднятие в это время уже охватило значительную площадь, в его центральной части обособилось Трансильванское озеро.

Заканчивая краткую характеристику основных этапов развития Трансильванского свода, подчеркнем основные особенности структуры и истории развития. Во-первых, для него характерны почти изометричные очертания, так же как и Трансильванской впадины, расположенной в ядре; во-вторых, в пределах свода преобладали устойчивые восходящие вертикальные движения на всех этапах его развития, и, в-третьих, закономерное возникновение в ядре сводового поднятия центральной впадины, весьма характерной для изометричных сводов. В Трансильванском своде широко развиты концентрические и радиальные зоны дислокаций, которые определяют, в частности, положение магматических образований в его пределах.

Морфоструктурный анализ современного рельефа дает основания полагать, что Трансильванский свод расположен во внутренней части орогенной мегаструктуры, которая окаймлена впадинами Предкарпатского прогиба и восточной частью Паннонской впадины. Кайнозойская вулканическая деятельность проявилась здесь в двух районах Трансильванского свода: в Трансильванской впадине и горах Апусени. В Трансильванской впадине миоцен-паннонские вулканиты распространены в ее краевых частях; зона распространения вулканогенных пород образует замкнутое кольцо

поднятий, в центре которого залегают осадочные породы, не содержащие туфов. В северо-восточном обрамлении впадины расположен Кэлиман-Харгитский вулканический район [21], который совместно с районом Бая-Маре образует внутренний дуговой вулканический пояс. Можно предположить, что вулканические поля этого пояса контролируются дуговыми разломами, параллельными борту Трансильванской впадины.

Второй вулканический район Трансильванского свода — горы Апусени — связан с развитием одноименного купольного поднятия, которое осложняет кольцевую зону свода. В период возникновения купола Апусени внедрялись банатитовые интрузии и активизировалась вулканическая деятельность, продукты которой распространены в его северо-восточной половине. В северной части купола выделяется секторный блок, где преимущественно развиты интрузивы и эффузивы этого комплекса. Мелкие выходы позднемеловых вулканитов и штоков диоритов группируются в узкие дуговые зоны в центре поднятия и на его восточном фланге. Эта закономерность подчеркивается дугообразно изогнутым горстом, сложенным верхнеюрскими — нижнемеловыми осадочными породами и эффузивами среднего и основного состава. Горст приурочен к дуговой зоне развития верхнемеловых (банатитовых) эффузивов.

Широко проявившиеся здесь более поздние миоценовые вулканические процессы охватили юго-западную половину купола, где выделяется секторный блок с миоценовыми андезитами и их туфами. В юго-восточном направлении этот сегмент переходит в радиальную линейную зону концентрации миоценовых эффузивов, параллельно которой, но северо-восточнее ее, располагается еще одна аналогичная полоса эффузивов. На южном фланге купола Апусени ареал вулканитов ограничен дуговой линией, выгнутой к югу.

Орогенная морфоструктура

При изучении структурных особенностей Карпато-Динаро-Балканского орогена до недавнего времени особое внимание уделялось изучению крупных линейных дислокаций (В. В. Науменко и др., 1978 г.; В. Е. Хаин, В. И. Славин, 1967 г.; О. С. Вялов, 1965 г.; Б. В. Мерлич, С. М. Спитковская, 1974 г.; А. В. Чекунов, 1970 г. и др.). Сводово-глыбовые структуры специально почти не изучались. Выше были рассмотрены элементы таких структур, контролирующие локализацию ареалов вулканизма. Полученные нами результаты морфоструктурного анализа топографических карт и космических снимков позволили выделить новые элементы современной сводово-глыбовой тектоники, включая и крупные мегаконцентрические структуры (см. рис. 45). Прежде всего отметим, что горные системы Карпат, Балкан и Динары слагают единую крупнейшую овальную структуру с размерами по длинной оси 1100 км и по короткой 800 км. Ее внешние контуры определя-

ются с юго-запада дугообразным рисунком береговой линии Адриатического моря, а на северо-востоке — очертаниями Подольской возвышенности. Особенно отчетливо Карпато-Динаро-Балканская мегаструктура подчеркивается концентрическими интервалами долин рек Дуная, Прута, Днестра и Дравы. К внутренней части структуры тяготеют Средне-Дунайская и Трансильванская низменности. Они образуют относительно опущенное ядро современной мегаструктуры. Эта центральная часть мегаструктуры совпадает с Паннонским срединным массивом, который претерпел в палеогене и неогене тектоно-магматическую активизацию. С отдельными тектоническими элементами Карпато-Динаро-Балканской кольцевой мегаструктуры ассоциируют неогеновые магматические ареалы.

Следует отметить, что помимо упомянутой в сопредельных регионах намечаются другие такие же мегаструктуры. Тектонические элементы современного рельефа позволяют выделить мегаконцентрические структуры с центрами в Тирренском и Эгейском морях (см. рис. 45). Так, Эгейская мегаструктура охватывает части Балканского полуострова и западную, относительно опущенную часть полуострова Малая Азия. В центральной части Эгейской мегаконцентрической структуры расположена впадина с приуроченной к ней положительной гравитационной аномалией. Прилегающие к ней побережья осложнены радиальными и концентрическими тектоническими долинами. Прибрежные части Тирренского моря, включая острова Сицилия, Сардиния и Корсика, также образуют одну мегаструктуру. В рамках этой структуры расположен кольцевой пояс неоген-четвертичных вулканов. В отличие от Карпато-Динаро-Балканской мегаструктуры центры Эгейской и Тирренской структур заняты морскими бассейнами. В недавнее геологическое время морской бассейн проникал и в Паннонскую низменность. Эти мегаструктуры с помощью морфоструктурного анализа выделены впервые.

Основные особенности внутреннего строения Карпато-Динаро-Балканской мегаструктуры показаны на рис. 48. Она разделяется на внутреннюю и внешнюю части концентрическим разломом (9—9). Внутренняя часть отличается более сложным строением и наибольшей расчлененностью. На территории Карпат разлом (9—9) отделяет область развития неогенового магматизма и внешнюю складчатую флишевую область.

Внутренняя часть структуры, в свою очередь, разделяется крупной зоной меридионального простирания на два разновысотных блока — восточный, относительно приподнятый, и западный, в основном депрессионный. Каждый из этих блоков осложнен дочерними сводовыми поднятиями. Наиболее отчетливо в современном рельефе выделяется Трансильванский свод (Б) размером 500×500 км и осложненный в центре впадиной. Для него характерен центростремительный рисунок речной сети. В центральной части свода разветвление долины р. Муреш и дугообразные участки других долин образуют систему, весьма характерную для об-

ластей опускания. Приподнятое кольцевое поднятие свода расположено в основном в пределах Восточных Карпат, гор Апусени, которые по периферии обрамлены дугowymi участками Среднедунайской и Нижнедунайской низменностей и долиной р. Прут.

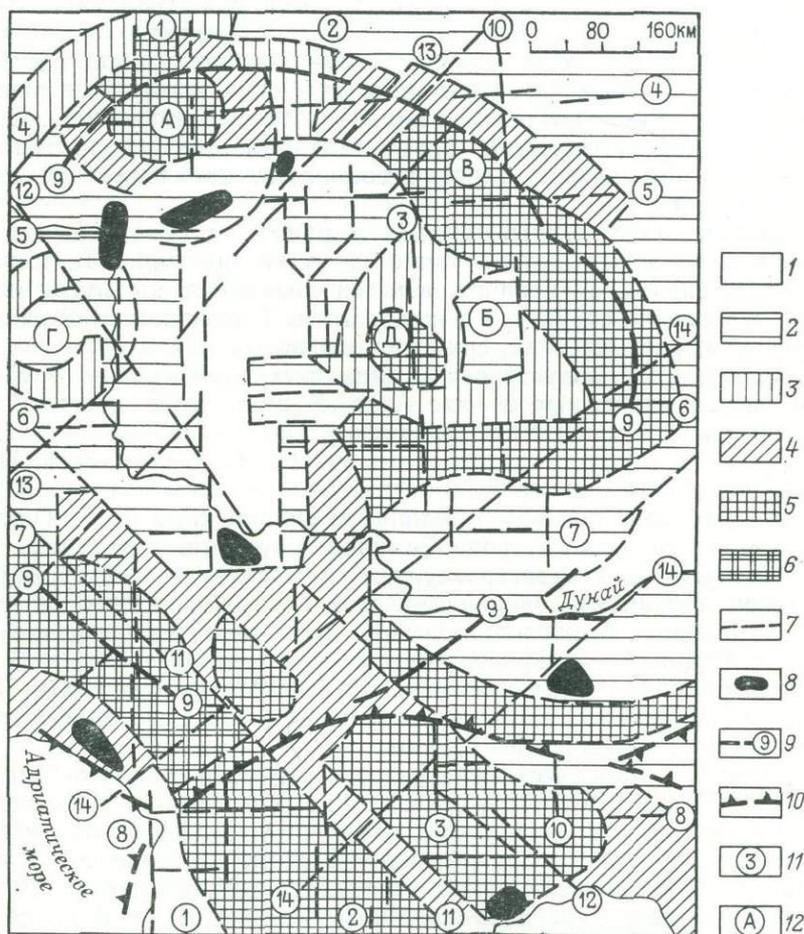


Рис. 48. Морфоструктурная схема Карпато-Динаро-Балканской провинции.
Составила Н. Т. Кочнева.

1—7 — гипсометрические уровни в метрах: 1 — до 100; 2 — 100—200; 3 — 200—500; 4 — 500—1000; 5 — 1000—1500; 6 — 1500—2500; 7 — системы разломов; 8 — локальные поднятия; 9 — граница внутренней части мегасвода; 10 — границы мегасводов; 11 — обозначения систем разломов; 12 — обозначения крупных сводов

В своей западной части Трансильванский свод осложнен кольцевой структурой (Д) более высокого порядка, размеры которой в диаметре не превышают 150 км. Это округлое сооружение (Д) с хорошо проявленной концентрической зональностью гипсометри-

ческих уровней, с нарастанием высот от подошвы к центру. Севернее Трансильванского свода расположено еще одно сводовое поднятие (В), к оси которого приурочено верховье долины р. Тисы. В восточной низменности два основных поднятия (А и Г). Одно из них, Восточно-Карпатское, размером 260×200 км проявлено в современном рельефе.

Структура (А) представляет собой свод с характерными для него радиальными дислокациями. Внутри свода отчетливо проявлены также секущие его сопряженные дуги, открывающиеся в сторону Среднедунайской низменности. Самая южная дугообразная дислокация отделяет наиболее опущенный участок свода А. Вдоль южной границы этого свода выделяется цепочка купольных сооружений, размеры которых в диаметре не превышают 20 км.

Помимо отмеченных во внутренней части Карпато-Динаро-Балканской мегаструктуры можно выделить пологий свод в междуречье Дуная и Дравы (Г), который обрамлен дугообразными элементами рек и небольшими приподнятыми массивами. В этом регионе известно также большое количество кольцевых структур меньших размеров, некоторые из них охарактеризованы ранее (Н. Т. Кочнева, М. Петкович, 1978 г.). Весьма важную роль в современной структуре региона играют линейные дислокации диагональной и ортогональной систем. На общем фоне можно выделить несколько наиболее крупных дислокационных зон, среди которых три меридионального, одна — северо-западного, две — северо-восточного и пять — широтного простираний.

Ранее в ряде работ были охарактеризованы системы разломов этого региона (А. В. Пейве, 1956 г.; С. С. Шульц, 1971 г.). Было отмечено, что на размещении ареалов магматизма и крупных рудных узлов большое влияние оказывают меридиональные «сквозные зоны разломов» [33]. В работах Ю. А. Лейе намечена сеть так называемых регматических зон разломов этого простирания. На предлагаемой схеме (см. рис. 48) отчетливо выступают лишь две меридиональные зоны. Одна из них — Дунайская (1—1) хорошо подчеркивается меридиональными отрезками рек Дуная, Тисы, Дрины, Ибара и уступом восточного побережья Адриатического моря. В Западных Карпатах, Среднедунайской низменности и горах Динара эта зона выражена приподнятым валом.

Меридиональная зона (2—2), разделяющая Карпато-Динарское овальное сооружение на две части, впервые выделена авторами на исследуемой территории. Ранее эта зона рассматривалась как составная часть крупной линейной структуры и объединялась с зоной 10—10. Однако эти сквозные разломы различаются достаточно отчетливо. Зона 2—2 прослеживается от г. Перемышля на г. Чоп, через г. Тимитоара на г. Скопье. В рельефе это крупный гипсометрический уступ. Зона разделяет области с различным строением поверхности: область Западных Карпат от Восточных и Южных, а Динары от Балкан и Родоп. При пересечении горных сооружений эта зона отличается более интенсивной расчлененностью.

Следующая к востоку меридиональная зона 10—10 прослеживается от г. Львова в направлении Трансильванской низменности и далее через г. Пловдив в сторону Эгейского моря. Эта зона выступает как пояс рельефа сложного строения. При пересечении Карпатских и Балканских гор она сопровождается выступами с максимальными высотными отметками.

Зона разломов северо-западного простирания складывается из двух ветвей (11—11 и 12—12). Эта зона нами была подробно охарактеризована ранее (Н. Т. Кочнева, М. Петкович, 1978 г.). Обе ее части сильно расчленены и осложнены многочисленными линейными дислокациями. На территории Югославии зона 11—11 трассируется цепочкой кольцевых структур, к которым приурочены проявления неогенового магматизма и рудные узлы. Отчетливо выступает в современном рельефе линейная депрессионная зона 13—13. Она соответствует поперечному прогибу, выделенному здесь по геологическим данным [21].

Отчетливо выражена в современном рельефе линейная зона северо-восточного простирания (14—14). Эта зона, называемая в Югославии Печкий канал, отличается аномальным рельефом. Вдоль нее прослеживаются долины многих рек. Она отличается мелкоблоковым строением и повышенной расчлененностью. Вдоль этой зоны зафиксированы крупные землетрясения. С другой стороны, в пределах зоны устанавливается уменьшение магматических проявлений.

Широтные зоны (4—4, 5—5, 6—6, 7—7, 8—8) также отчетливо выступают в тектонических элементах современного рельефа. В основном с ними совпадают линейные депрессии и узкие горстообразные поднятия.

Особенности металлогении

В складчатых сооружениях и срединных массивах Карпато-Динаро-Балканской вулканической провинции известно оруденение позднепалеозойского, позднемелового и третичного возраста (Г. А. Гвалчрелидзе, 1972 г.). Третичная рудоносная эпоха связана с развитием процессов тектоно-магматической активизации, приведших к формированию мегаконцентрической структуры. В последней выделяются внешняя и внутренняя зоны; основные невулканические пояса и области региона располагаются во внутренней зоне. Третичные металлогенические области совпадают с неовулканическими областями, внутренней структурой которых и определяется металлогеническая зональность.

Устанавливаются отчетливые различия в металлогении вулканических областей сводово-рифтового типа и тех, которые связаны со сквозными валлообразными поднятиями. В первых из них, представленных Западно-Карпатским и Трансильванским сводами, располагается золото-полиметаллическое и ртутное оруденение. К поясам второго типа относится Сербско-Македонское валлообразное поднятие. В его пределах наиболее распространена скар-

ново-полиметаллическая минерализация, а также медно-порфировые, скарново-магнетитовые и сурьмяные месторождения.

В кайнозой во внутренней зоне мегаструктуры проявилось по меньшей мере три этапа оруденения, соответствующие трем этапам активизации. К раннему эоценовому этапу относится образование медно-порфирового и скарнового месторождений Речк в Венгрии. Возможно, оно представляет собой один из объектов металлогенической зоны, в значительной мере скрытой под неогеновыми отложениями. Судя по палеотектоническим реконструкциям, это месторождение расположено близ зоны центрального грабена, заполненного эоценовыми вулканитами, и приурочено к дуговой зоне дислокаций, отделяющих с севера поле триасовых платформенных отложений от карбоновых толщ.

В Западно-Карпатском и Трансильванском сводах наиболее широко проявилось миоценовое золото-полиметаллическое (12—13 млн. лет) и плиоценовое ртутное оруденение. По мере перемещения с северо-запада на юго-восток возраст золото-полиметаллических месторождений закономерно изменяется от более древнего к более молодому (В. В. Науменко и др., 1978 г.).

Для Западно-Карпатского свода характерна следующая металлогеническая зональность. Вдоль дуги периферического вулканического грабена (обрамляющего свод с юга), заполненного миоценовыми андезитами и риолитами, размещается зона золото-полиметаллических месторождений. Эти месторождения располагаются также и по внутренней части свода в связи с полями миоценовых вулканитов (Кремница, Бянска-Штявница). Здесь имеются также полиметаллические месторождения скарнового и метасоматического типов.

В пределах Трансильванского свода, в горном обрамлении Трансильванской впадины, развиты золото-полиметаллические и полиметаллические месторождения. Они ассоциируют с миоценовыми вулканитами и концентрируются в двух рудных районах — Апусени и Байя-Маре. Рудные районы тяготеют к приподнятым секториальным блокам с положительными значениями силы тяжести (В. В. Науменко и др., 1978 г.).

Особую металлогеническую характеристику имеет Сербско-Македонский вулканический пояс, приуроченный к валлообразному поднятию северо-западного простирания. Вдоль этой зоны группируется цепь купольных поднятий, к которым приурочены проявления неогенового вулканизма и связанные с ним золото-полиметаллические и свинцово-цинковые с медью месторождения.

В пределах каждого свода и купола намечаются элементы концентрической зональности оруденения. При этом во внутренней части сводов размещаются вольфрамовые и молибденовые проявления (в наиболее глубокоэродированных частях сводов) или медно-полиметаллические и золото-полиметаллические либо просто полиметаллические (Pb—Zn), обогащенные минералами колчеданной группы. В следующей концентрической зоне распо-

лагается скарново-полиметаллическая минерализация. К внешней периферической зоне сводов приурочены сурьмяные и сурьмяно-полиметаллические проявления.

Кремница-Бянска-Штявницкий золото-серебряный рудный район (Центральная Словакия)

Кремница-Бянска-Штявницкий рудный район приурочен к одному из сегментов Западно-Карпатской неовулканической дуги. Он расположен в центральном блоке Западно-Закарпатского мегасвода (рис. 49), который существовал еще в период внедрения верхнепалеозойских гранитоидов. Позднее свод испытал общее оседание. В плане он имеет овальную форму и размеры 750×200 км.

В основании разреза залегает сложный комплекс осадочно-метаморфических и изверженных пород докембрийского—позднепалеозойского возраста. Осевшие блоки свода перекрыты осадочно-метаморфическими породами мезозоя — триаса, юры и карбона, а также неогеновыми вулканитами и неоген-четвертичными осадками. На юго-западе свод осложнен крупной молодой депрессией, охватывающей и его внешнюю зону, которая заполнена неогеновыми и четвертичными осадками. В западной части (к юго-западу от г. Братиславы) в этой же зоне расположено оз. Нейзидлер-Зе, очертания которого совпадают по форме с очертаниями опущенного блока. В юго-восточной части свода находится овальная депрессия (см. рис. 49), заполненная осадками палеоген-неогенового возраста (от эоцена до миоцена). В центре этой депрессии располагаются горы Матра (Венгрия), сложенные вулканическими сооружениями миоцена. По радиальным разломам от центра депрессии к западу, северу и востоку протягиваются цепочки даек и штоков андезитов и риолитов миоцена и плейстоценовых базальтов. Отдельные дайки, следуя вдоль трещинных структур, имеют значительную протяженность по простиранию и падению.

Центральный опущенный блок Западно-Закарпатского свода также сложен неовулканитами. Площадь поля, занятого ими, 70×90 км. Площадь рудного района, по данным М. Бёмера и Й. Штола [3], практически совпадает с площадью выхода неовулканитов и близка к 600 км^2 . В неовулканитах локализованы почти все известные в районе проявления эндогенной рудной минерализации, которые приурочены к участкам развития купольных структур и расположены в виде линейной цепи над валообразным поднятием фундамента (рис. 50). Наиболее значительные по масштабам месторождения района приурочены при этом к наиболее четко выраженным купольным структурам.

Среди вулканитов резко преобладают андезиты, их туфы и туфобрекчии. Андезиты составляют до 80—85% общего объема вулканитов. По составу среди них различают пироксеновые, пироксен-амфиболовые и амфибол-биотитовые разновидности. На глубоких горизонтах рудников встречены гипабиссальные аналоги ан-

дезитов—диориты. В массиве неовулканитов Центральной Словакии встречаются также андезито-дациты, дациты, риодациты и риолиты и значительно реже микрограниты. Андезиты в основном слагают покровы и в меньшей степени развиты в виде субвулканических тел. Дациты, риодациты и особенно риолиты образуют мелкие штоки, многочисленные дайки, некки и реже трубо-

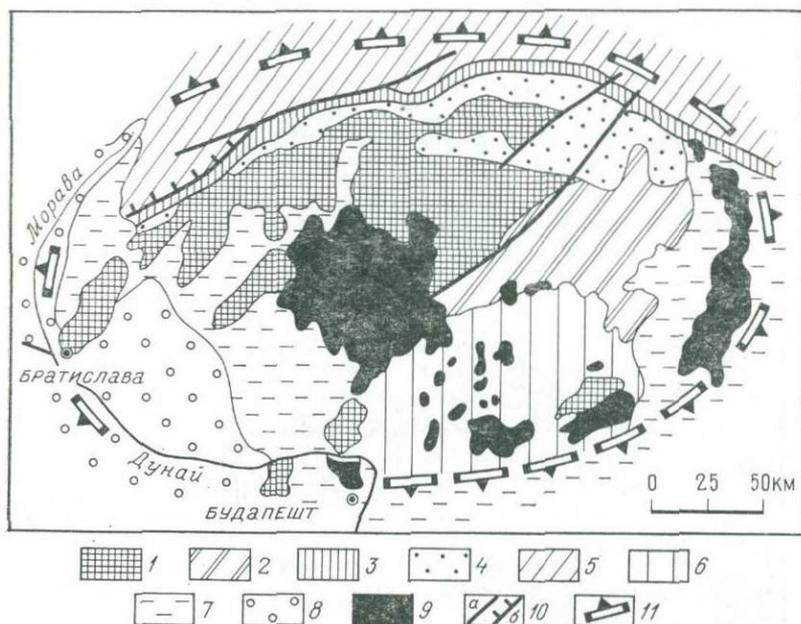


Рис. 49. Схема геологического строения Западно-Закарпатского мегасвода. Составлена по материалам В. И. Смирнова (1948 г.), М. Боркоша и др. (1974 г.) и с использованием геологической карты Чехословакии масштаба 1:200 000 (1975 г.).

1 — зоны Татрид и 2 — Гемерид, объединяющие раннепалеозойские граниты, верхнепалеозойские осадочно-метаморфические (карбон-пермские) породы и породы триаса, юры и мела; 3 — зона клиппов, сложенная породами триаса—мела (преимущественно интенсивно дислоцированными сланцами и песчаниками с экзотическими блоками известняков); 4 — палеогеновые флишевые фации внутренней зоны Карпат; 5 — флишевые фации внешней зоны Карпат, в которой преобладают слабометаморфизованные глинистые сланцы от раннего мела до палеогена; 6 — верхнепалеогеновые — нижнеогеновые (эоцен-миоценовые) терригенные образования: песчаники, сланцы и алевролиты, с небольшими прослоями карбонатного материала; 7 — верхнеогеновые (миоплиоценовые) терригенные толщи; 8 — четвертичные отложения; 9 — неогеновые вулканиты (миоценовые андезиты, дациты, риодациты и риолиты и плиоценовые базальты); 10 — а — разломы и б — надвиги; 11 — внешний контур мегасвода

образные тела. На глубине иногда встречаются гипабиссальные тела гранитов.

Формирование сложного комплекса вулканитов происходило многофазно и охватывало интервал времени от раннего миоцена до плиоцен-плейстоцена. Согласно данным Е. Е. Милановского, Н. В. Короновского [21] и других исследователей, вулканическая

деятельность в этом районе Центральной Словакии началась в раннем миоцене. Продукты первых извержений имели кислый состав. Позднее эволюция расплава и образование вулканических пород происходили в антидромной последовательности. Самые

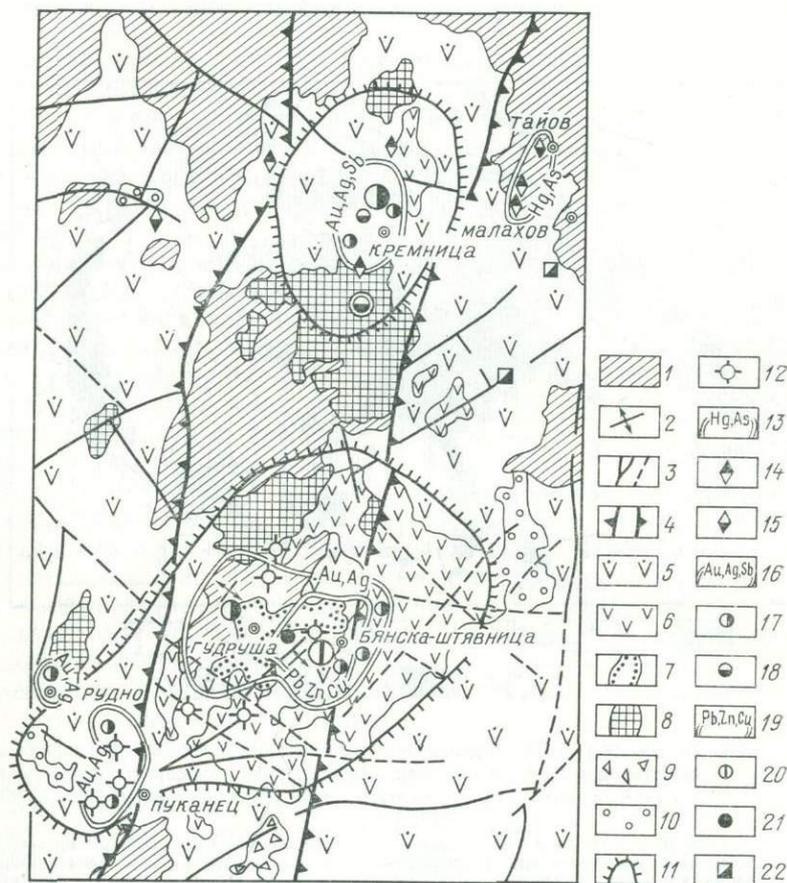


Рис. 50. Металлогенетическая схема Центральной Словакии. По М. Бёмеру и Я. Штолу (1968 г.), с некоторыми изменениями.

1—4 — карпатский фундамент: 1 — структурные ярусы варисский и альпийский, включая осадочный неоген, 2 — оси карпатских антиклиналей, 3 — дислокации донеогенового фундамента, 4 — рудный пояс центральнокарпатской системы дислокаций; 5—10 — неовулканыты: 5 — II андезитовая фаза (верхний тортон-сармат), 6 — III андезитовая фаза (сармат), 7 — III андезитовая субвулканическая фаза, 8 — III риолитовая фаза (сармат), 9 — заключительная фаза (сармат?), 10 — финальный базальтовый вулканизм (верхний плиоцен — четвертичный период); 11—12 — фации и продукты вулканизма: 11 — площади максимального распространения центров вулканизма, околожерловых фаций, небольших интрузивов даек, 12 — предполагаемые центры вулканизма II андезитовой фазы; 13 — рудное поле ртутной формации; 14 — месторождения ртути; 15 — месторождения мышьяка; 16 — рудное поле формации кварцевых золото-серебряных жил, местами с антимонитом (Sb); 17 — месторождения золото-серебряные; 18 — месторождения сурьмы; 19 — полиметаллическая рудная формация; 20 — месторождения свинцово-цинковые; 21 — месторождения меди с минералами вольфрама и висмута; 22 — инфильтрационные руды железа
Тектоника дотретичного фундамента Центральной Словакии дана по С. Дюратному, О. Фусану, М. Кутану, Я. Планчару и Л. Зборжилу и геологической карте ЧССР масштаба 1 : 200 000 (1975 г.).

мощные извержения произошли здесь в среднем и позднем миоцене — в тортоне и сармате [21]. В Штявницких горах серия вулканических аппаратов сформировалась $17 \pm 0,5$ — $13,5 \pm 0,5$ млн. лет назад. Для этого периода вулканической деятельности устанавливаются четыре фазы извержений, и каждая из них начиналась с кислых вулканитов и заканчивалась андезитами. Следующая, пятая вспышка вулканической деятельности произошла после значительного перерыва — в конце плиоцена и начале плейстоцена. Основные продукты извержения этого периода — базальтовые лавы, дайки и трубки.

Фундамент неогеновых вулканитов состоит из сложного комплекса метаморфизованных изверженных и осадочных пород, имеющих возраст от докембрия до раннего неогена включительно. Среди них преобладают осадочно-метаморфические породы триаса: известняки, сланцы и в меньшей степени мергели и песчаники. Они слагают мощную толщу, перекрывающую докембрийские граниты, прорванную гранодиоритами и диоритами позднего мела и несогласно перекрытую маломощной толщей эоценовых известняков, песчаников и конгломератов.

По данным геофизических исследований (гравиметрических и в меньшей степени сейсмических), а также по результатам структурного изучения С. Дюратным, О. Фусаном, М. Кутаном (1967 г.) составлена схема рельефа донеогенового фундамента. Установлено, что фундамент имеет сложную поверхность, в нем выделяются купольные и валообразные поднятия, разделенные впадинами. В связи со сложной формой поверхности основания мощность перекрывающих вулканитов неогена различна на разных участках рудного района. Она изменяется от 100—200 м до 900—2000 м [3]. И фундамент и перекрывающие его вулканиты разбиты крупными разломами главным образом меридионального и в меньшей степени северо-восточного, северо-западного и широтного простираний. Пространственным сочетанием разломов и определяются контуры поля неовулканитов Центральной Словакии.

Как уже упоминалось, исключительная роль в размещении вулканических и рудных центров района принадлежит субмеридиональному валообразному поднятию фундамента, осложненному серией куполов. Оно прослеживается не только на территории района, но и далеко за его пределами. Поднятие — по существу рудоконцентрирующая зона шириной 12—14 км. В ней располагаются два основных рудных поля района — Кремница и Гудруша-Бянска-Штявница (см. рис. 50).

В рудном районе Гудруша-Бянска-Штявница широко распространены вулканогенные месторождения золото-серебряной формации, а также полиметаллические с медью, свинцово-цинковые и серебросодержащие золоторудные, сурьмяные и ртутно-мышьяковые. Подчиненное развитие имеют вторичные кварциты со следами Bi, Sn, Mo, Pb, Zn, Cu, F и B, иногда содержащие небольшие залежи самородной серы. По времени образования они бо-

лее ранние. Помимо молодых неогеновых формаций, тесно связанных с вулканитами, в рудном районе известны также небольшие контактово-метасоматические проявления позднемелового возраста, относящиеся к скарновой магнетит-гематитовой формации.

Важное промышленное значение в районе имеют две вулканогенные формации: золото-серебряных руд и полиметаллическая медно-свинцово-цинковая с серебром и золотом. Обе распространены главным образом в основной рудоконтролирующей зоне меридионального простираения вблизи вулканических полей. В главных рудных полях района — Кремница и Гудруша-Бянска-Штявница — отчетливо видны вертикальная и горизонтальная зональности в размещении разнотипных и разноформационных руд [3]. Наиболее ярко горизонтальная концентрическая зональность проявлена на участке со значительной глубиной эрозионного среза — в рудном поле Гудруша-Бянска-Штявница.

Рудное поле Гудруша-Бянска-Штявница приурочено к самой крупной купольной структуре района. Продукты последовательных фаз вулканизма располагаются здесь зонально вокруг куполовидного поднятия фундамента (рис. 51). Четкое концентрически-зональное размещение свойственно и проявлениям двух основных рудных формаций этого поля — полиметаллической и золото-серебряной.

В рудном поле промышленными являются два месторождения — Гудруша и Бянска-Штявница. Первое относится к золото-серебряной формации, второе — комплексное и представлено рудными образованиями двух формаций: полиметаллической, пользующейся преимущественным развитием, и золото-серебряной.

Месторождение Бянска-Штявница расположено в восточной половине купольной вулканотектонической структуры, контролирующей Гудруша-Бянска-Штявницкое рудное поле (см. рис. 51). Важное значение в его геологическом строении имеют неовулканыты. По данным М. Бёмера, И. Штола и др. [3] неовулканыты представлены сложным комплексом пород мощностью 300—1200 м. Преобладают среди них пироксеновые андезиты второй фазы и их пирокластические разновидности. Те и другие образования интенсивно пропилитизированы. Пироксеновыми андезитами сложены лавовые потоки, чередующиеся с горизонтами сильно измененных и уплотненных агломератовых и пепловых туфов.

На эродированной поверхности андезитов второй фазы залегают амфибол-пироксеновые андезиты третьей фазы и их пирокласты. Пирокластические породы (шобовской серни), расположенные в основании образований третьей фазы вулканизма, подверглись сильной эпигенетической силификации и содержат линзы вторичных кварцитов.

К третьей фазе принадлежат многочисленные дайки дацитов, рассекающие андезиты второй фазы. Вдоль контактов даек нередко локализованы полиметаллические жилы. Местами на месторождении встречаются дайки риолитов; кроме того, в поперечном

разломе на восточном склоне Штявницкого купола расположено трубчатое тело плиоценовых базальтов.

Фундамент обнажается только в виде небольших выходов в северной части месторождения. В основном же он вскрывается на значительной глубине горными выработками и скважинами. Фундамент представлен триасовыми мергелисто-карбонатными и

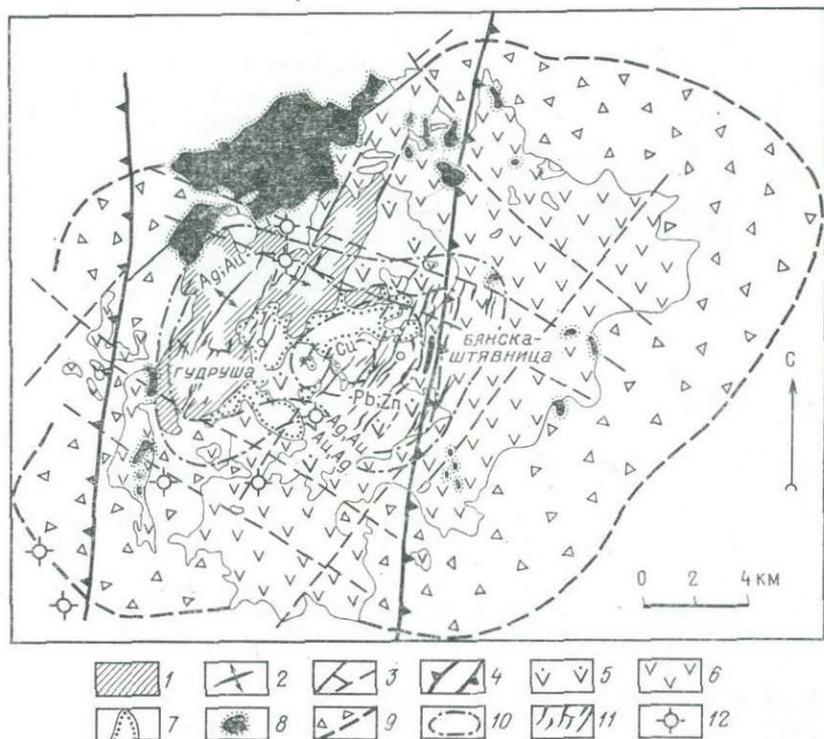


Рис. 51. Зональное размещение вулканитов и эндогенных руд в Гудруша Бянка-Штявницком рудном поле. По М. Бёмеру и И. Штолу (1971 г.).

1 — комплекс основания; 2 — оси антиклиналей; 3 — разломы; 4 — региональная зона оруденения; 5 — андезиты II фазы; 6 — андезиты III фазы; 7 — дациты III андезитовой фазы; 8 — риолиты III фазы; 9 — андезиты IV фазы; 10 — зоны разнотипной минерализации; 11 — жилы; 12 — предполагаемые центры извержений андезитов второй фазы

песчано-глинистыми отложениями и интрузивами верхнемеловых гранитоидов. Подчиненное значение имеют древние катаклазированные палеозойские граниты с небольшими ксенолитами метаморфических сланцев, а также эоценовые известняки и конгломераты, несогласно перекрывающие все остальные породы фундамента.

Рудные образования месторождения Бянка-Штявница представлены полиметаллическими и золото-серебряными жильными телами и метасоматическими залежами. Полиметаллическая ми-

нерализация развита в центральной части месторождения, а золото-серебряная — по его периферии.

Полиметаллические руды слагают жилы в вулканитах второй андезитовой фазы и метасоматические залежи в карбонатно-сланцевых и карбонатно-мергелистых породах триаса. Наиболее богатые залежи полиметаллических руд развиты в карбонатных

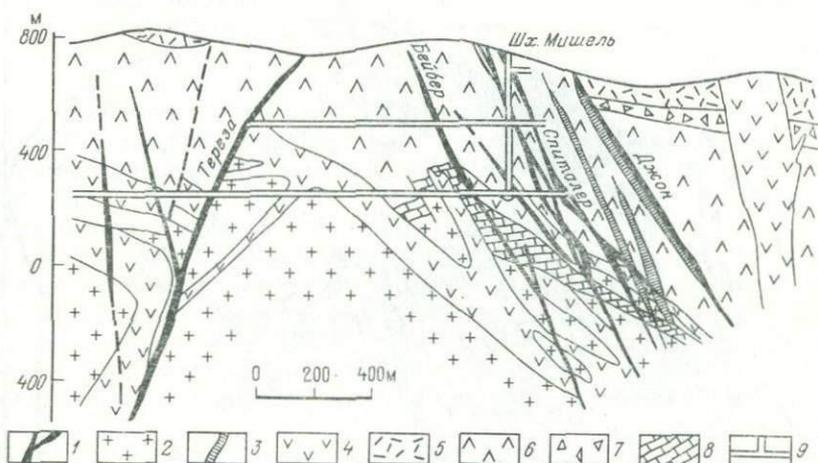


Рис. 52. Вертикальный разрез вкосте простираия главных рудных жил месторождения Бянка-Штявница (в створе шахты Мишель). По Дж. Пастору (1968 г.), с некоторыми упрощениями.

1 — рудные жилы; 2 — гранодиориты (мел?); 3 — риолиты (сармат); 4 — дациты (тортон — сармат); 5 — роговообманково-биотитовые андезиты (сармат); 6 — пироксеновые андезиты (тортон); 7 — вулканогенно-осадочная серия: туффиты, кварциты, песчаники, угли (сармат); 8 — осадочно-метаморфические карбонатные породы (мезозой); 9 — горные выработки

породах в восточной части поднятия Гудруша-Бянка-Штявница. Среднее содержание металла в метасоматических рудах в 2—5 раз выше, чем в жилах.

Жильные кварц-полиметаллические тела расположены ближе к центру купола. Отдельные жилы здесь образуют системы (рис. 52), располагающиеся на площади длиной около 8 км и шириной около 4 км. Простирание жильных систем близмеридиональное — северо-восточное, падение чаще юго-восточное под углом 40—85°. Отмечается также вертикальное падение жил и весьма редко западное (жила Тереза падает на запад под углом 65—70°). В целом для месторождения вертикальный размах оруденения составляет 1000—1300 м [3].

По данным М. Кодера (1963 г.), полиметаллические жилы образованы в шесть стадий минерализации, из которых продуктивными являются вторая и четвертая. Первая стадия минерализации характерна для большинства жил. В глубоких частях рудных тел она представлена кварцем с гематитом, а в верхних частях жил в ранней ассоциации преобладают родонит и кварц. Вторая

стадия минерализации — кварц в ассоциации с большим количеством гематита, а также галенитом и сфалеритом и в меньшей степени пиритом и халькопиритом. Состав этой минеральной ассоциации с глубиной существенно не изменяется. С третьей стадией минерализации связан кварц, импрегнированный тонкокристаллическим гематитом. В небольших количествах в рудах этой стадии содержатся сульфиды свинца и цинка, пирит, халькопирит, а в глубоких частях жил — местами сульфосоли висмута. Четвертая стадия минерализации является главной продуктивной. Жилы, сложенные рудами этой стадии, характеризуются четкой зональностью в размещении сульфидов свинца, цинка и меди, а также медно-висмутовых сульфосолей. В близповерхностных частях в них преобладает кварц-карбонатная ассоциация с низким содержанием сульфидов, которая с глубиной сменяется полиметаллической с преобладанием сфалерита и галенита, а последняя, в свою очередь, — пирит-халькопиритовой. На глубоких горизонтах в пирит-халькопиритовой ассоциации обнаружены также шеелит и медно-висмутовые сульфосоли. Пятая стадия минерализации представлена кварц-карбонатной ассоциацией, в которой бесцветный прозрачный кварц местами переходит в аметист. В шестую стадию образовались кварц-баритовые руды с марказитом и кальцитом. На глубоких горизонтах в этой ассоциации были отмечены галенит и светлоокрашенный сфалерит.

Главные рудные минералы полиметаллических жил месторождения — серебросодержащий галенит, сфалерит и халькопирит. Подчиненные рудные минералы — марказит, стибнит, виттихенит, тетраэдрит, теннантит, пирротин, бурнонит, киноварь, арсенопирит, шеелит, самородное золото и др. Главный жильный минерал — кварц. В верхних частях жил наряду с кварцем широко развиты халцедон и опал. К второстепенным жильным минералам относятся барит и родонит. Наиболее богатые первичные полиметаллические руды месторождения в обрабатываемых рудных жилах расположены в интервале 50—150 м от поверхности.

Золото-серебряная минерализация представлена многочисленными жилами, расположенными вокруг площади распространения руд полиметаллической формации. Золото-серебряные жилы, по данным М. Бёмера (1971 г.), М. Кодеры (1963 г.) и других исследователей, подразделены на два типа с отношением Au:Ag 1:100 и 1:10. Первый из них развит в непосредственной близости от полиметаллических руд, а второй — в периферийной части зоны золото-серебряной минерализации. Формирование жил золото-серебряной формации протекало в девять стадий. Продуктивной из них является шестая стадия, в которую образована кварц-адуляровая ассоциация с повышенными концентрациями минералов серебра. Для этих руд весьма характерны минеральные агрегаты с ярко выраженными метаколлоидными текстурами: ритмично-полосчатыми, фестончато-полосчатыми и др. Золото в большинстве случаев представлено субмикроскопическими выделениями.

В связи с локализацией месторождения в вулканотектонической купольной структуре здесь ярко проявлена горизонтальная рудная зональность. В центре рудоносной площади развиты медные руды, а вокруг них последовательно располагаются зоны свинцово-цинковой, серебро-золотой и золото-серебряной ассоциаций.

Полиметаллическая минерализация месторождения парагенетически связана с андезитами и дацитами второй фазы, а золото-серебряная — с риолитами третьей фазы. Возраст месторождения определяется как среднемиоценовый (торгон-сарматский). На это время приходится главный продуктивный этап рудообразования в Кремница-Бянска-Штявницком районе в целом.

Таким образом, в рассмотренном рудном районе максимальные концентрации гидротермальных руд и центров вулканических извержений приурочены к купольным структурам, заложенным задолго до проявления вулканизма и рудообразования. В неогене они лишь продолжали унаследованно развиваться как сводовые структуры. Разновозрастные и разнотипные руды располагаются концентрически-зонально вокруг куполов. Развитые в районе рудные месторождения парагенетически связаны с определенными типами вулканических пород и определенными фазами магматизма: полиметаллические — с андезитами и дайками дацитов второй фазы; золото-серебряные — с риолитами третьей фазы и ртутно-мышьяковые — с самыми молодыми плиоцен-плейстоценовыми проявлениями базальтового вулканизма, с дайками и трубчатыми телами базальтов. Этот рудный район во многом сходен с другими районами развития золото-серебряных и полиметаллических золото- и серебросодержащих руд палеовулканических областей.

Золото-серебряный и полиметаллический рудный район Апусени

Рудные районы подобного типа характерны для неовулканических поясов Карпат. Два из них, Апусени и Байя-Маре, приурочены к горному обрамлению Трансильванской впадины, охватывающей восточную часть Паннонского срединного массива. Трансильванская впадина и обрамляющий ее ороген могут рассматриваться как элементы крупного сводового поднятия, которое осложнено в центре крупной изометричной впадиной. Кольцевой орогенный пояс свода вмещает более мелкие дочерние структуры, среди которых горы Апусени являются наиболее четко выраженным купольным поднятием. Как район Апусени, так и Байя-Маре приурочены к участкам пересечения зон разломов широтного и субмеридионального направлений. Кроме того, район Апусени выступает как секториальный блок в орогенном обрамлении Трансильванской впадины. В этом блоке и по его периферии развита система радиальных впадин широтного и северо-западного простираний. Эти впадины сливаются с обширными депрессион-

ными зонами, окаймляющими орогенный купол Апусени, который, в свою очередь, вписан в упомянутый секториальный блок.

Фундамент купола Апусени сложен кристаллическими породами, с которыми синтетектонически связаны палеозойские гранитные интрузивы, перекрытые пермскими и мезозойскими осадочными отложениями. Все эти породы перекрыты более поздними эффузивами и прорваны интрузивами двух мезозойских магматических фаз: ранней офиолитовой и поздней банатитовой. В раннюю офиолитовую фазу (поздний триас — ранний мел) сформированы диабазы, диабазовые порфириды и мелафиры, которые прорваны, в свою очередь, телами габбро и габбро-диоритов.

Купол гор Апусени прорезан глубокими радиальными впадинами, заполненными отложениями неогенового возраста. Эти впадины ориентированы в направлении центра Трансильванской впадины и разделяют поднятие на серию веерообразно расходящихся хребтов. Молодые неогеновые эффузивы перекрывают как толщи фундамента, так и отложения неогеновых впадин. Наиболее интенсивно молодой неогеновый вулканизм проявился на юге гор Апусени.

Неогеновые эффузивные породы представлены андезитами, риолитами, дацитами, базальтами, их туфами и агломератами. Они формировались в несколько последовательных фаз. В первую фазу происходили излияние андезитов и накопление их пирокластитов; известны также и риолиты, слагающие остатки вулканических аппаратов (Рошия-Монтана). Возраст этих пород определяется как гельвет—ранний тортон. Во вторую фазу образовались дациты раннесарматского возраста. Третья фаза характеризуется наиболее значительным накоплением вулканитов, среди которых преобладают андезиты, дациты и их пирокласты. Кроме того, эта фаза выделяется и по масштабу гидротермального метаморфизма, с которым сопряжено образование месторождений золота, серебра и полиметаллов. Время проявлений третьей фазы вулканизма на основании геологических материалов датируется поздним сарматом — ранним плиоценом. Четвертая фаза вулканической деятельности представлена андезитовыми лавами и туфобрекчиями, переслаивающимися с верхнеплиоценовыми отложениями. Базальты имеют меньшее развитие. Как и в других частях Румынских Карпат, вулканические продукты этой фазы не сопровождаются оруденением. Обращает на себя внимание и тот факт, что центры проявления неогенового вулканизма в южной части района Апусени (горы Металичи) располагаются в виде цепочек вдоль линий разломов, ограничивающих некоторые впадины или разделяющих их на отдельные блоки.

Район Апусени очень интересен тем, что здесь вулканогенная минерализация тесно (во времени и пространстве) связана с третьей фазой неогенового вулканизма. Рудные месторождения района Апусени известны с давних времен; одни из них уже отработаны, на других эксплуатируются нижние горизонты или фланги. По геологическим признакам Ю. Г. Сафонов [27] в рай-

оне Апусени выделяет три золоторудных узла: 1) Байя-де-Ариеш-Рошия-Монтана; 2) Алмашу-Маре-Златна; 3) Брад-Сэкэрымб. Эти узлы располагаются в пределах дугообразной полосы, обрамляющей Паннонский массив с юго-востока.

Узел Байя-де-Ариеш-Рошия-Монтана характеризуется развитием меловых отложений геосинклинального типа, среди которых выступают кристаллические породы фундамента. Тела неогеновых субвулканических пород, сопровождаемые пирокластическими и покровными фациями, прорывают кристаллические и меловые образования. Золоторудные узлы Алмашу-Маре-Златна и Брад-Сэкэрымб приурочены к неогеновым депрессиям, вытянутым в субширотном направлении. В основании этих депрессий залегают образования офиолитового комплекса или меловые отложения. Последние с угловым и стратиграфическим несогласием перекрыты неогеновыми осадками. Нижнемиоценовые отложения представлены песчаниками, аргиллитами, конгломератами и известняками. Вулканические образования, как уже отмечалось, пользуются широким развитием и представлены покровами, некками, силлами в основном андезитового, риодацитового состава. Формирование вулканитов происходило на протяжении всего миоцена.

Ю. Г. Сафонов среди геосинклинальных отложений района Апусени выделяет три структурных яруса: нижний, средний и верхний. Нижний структурный ярус представлен осадочно-офиолитовым комплексом, средний — меловыми отложениями флишевого типа, смятыми в складки и осложненными разрывами, верхний — молассовыми отложениями и вулканитами миоцена.

Золотое оруденение локализуется главным образом в образованиях верхнего структурного яруса, реже в среднем и нижнем ярусах. Пространственно оно ассоциирует с субвулканическими телами. На структурную позицию месторождений района Апусени важное влияние оказывают разломы глубокого заложения, которые контролируют размещение депрессий, субвулканических тел и жерл вулканов. В верхнем структурном этаже эти глубинные разломы проявлены в виде систем небольших трещин, как согласных с общим линейным расположением субвулканических тел и рудных жил, так и секущих это направление. Так, например, в узле Брад-Сэкэрымб помимо основных северо-западных глубинных разломов проявлены субширотные и субмеридиональные разрывы.

Вслед за румынскими геологами (М. Боркош, Г. Чиофлика и др., 1973 г.) Ю. Г. Сафонов выделяет следующие структурные типы золоторудных месторождений Трансильвании (районы Апусени и Байя-Маре): 1) отдельные мелкие жилы и группы жил, залегающие как в субвулканических телах, так и покровных эффузивах (Бэице); 2) крупные жилы в сколовых нарушениях простого или сложного строения, которые приурочиваются к субвулканическим телам (нередко вдоль контактов) и покровным эффузивам; 3) системы жил различного масштаба в трещинах сколового и отрывного происхождения среди вулканитов (Мэджуре-

Алмаши-Маре); 4) сложные прожилково-жильные зоны, штокверки, в которых сочетаются тектонические разрывы и трещины остывания (Байя-де-Ариеш, Рошия-Монтана и др.); 5) зоны метасоматического оруднения в эксплозивных брекчиях (Рошия-Монтана, Байя-де-Ариеш).

Месторождения, близкие по структуре, имеют сходный минеральный состав рудных тел и отчетливо выраженную стадийность их формирования, обусловленную приоткрыванием полостей при повторных тектонических подвижках. Системы простых сетчатых жил развиваются в нарушенных частях некков, изредка проникая во вмещающие породы. При этом следует заметить, что диаметр некков у поверхности достигает 2 км, а на глубине уменьшается более чем вдвое. В краевых частях некки разбиты трещинами и часто заполнены брекчиями (Сэкэрымб, Стэнижа и др.). В некоторых случаях в некках почти отсутствуют зоны брекчирования (Мусариу) и жилы залегают во вмещающих породах в трещинных зонах, обрамляющих некки и штоки.

Вблизи поверхности жилы разветвляются и переходят в штокверковые зоны (Рошия-Монтана). Штокверки часто приурочены к трубообразным неккам и телам эруптивных брекчий. Принято считать, что мелкая трещиноватость на этих месторождениях обусловлена процессами охлаждения магматических масс. Разнонаправленные трещины имеют извилистые очертания с раздувами и пережимами.

Протяженность жил, приуроченных к сколовым нарушениям и оперяющим их разрывам, весьма значительна и нередко достигает 2000 м по простиранию и 500—1000 м по падению. Жильные зоны обладают кулисообразным строением. При этом жилы разных кулис нередко различного минерального состава. Мощности рудных тел — от нескольких миллиметров до 1—2 м. В некоторых случаях на значительных глубинах (700 м) рудные тела не обнаруживают признаков выклинивания или разубоживания (жила Магдалена на месторождении Сэкэрымб; рис. 53).

Состав руд в пределах одного месторождения и даже одного рудного тела значительно изменяется. Встречаются месторождения или отдельные рудные тела, где руды преимущественно кварцевые или кварц-родохрозитовые с небольшим количеством сульфидов и свободного золота (Мусариу, Рошия-Монтана). На месторождении Сэкэрымб наряду с сульфидами широко распространены сульфосоли, двойные сульфосоли, теллуриды и вольфраматы. По числу теллуросодержащих минералов (в том числе теллуридов золота) месторождение Сэкэрымб является уникальным. Из жильных минералов характерны кварц, родохрозит, кальцит, родонит, анкерит, сидерит и барит.

Сложный состав рудных тел на верхних горизонтах некоторых месторождений на глубине становится более простым. При этом в одних случаях уменьшается содержание золота и серебра и увеличивается — свинца и цинка, а в других — халькопирита и пирита. В некоторых месторождениях с глубиной повышается желе-

зистость сфалерита, свинцово-цинковые руды сменяются медными, увеличивается количество арсенопирита и пирротина, появляются шеелит и вольфрамит.

Характерной особенностью месторождений является также значительное содержание марганецсодержащих минералов. При этом широко распространены не только родохрозит и родонит, но и сульфиды марганца — алабандин, гауерит. Нередко количество родохрозита увеличивается с глубиной. Обогащение руд марганцем, видимо, можно объяснить выносом его гидротермальными растворами из пород фундамента или офиолитовых толщ.

Текстуры руд разнообразны и в основном отражают условия многостадийного рудообразования как в открытых полостях (полосчатые, фестончатые, массивные, друзовые), так и в результате метасоматоза. Форма проявления золота в месторождениях района Апусени разнообразна. Большая его часть — это субмикроскопические и микроскопические включения в сульфидах, преимущественно в пирите и халькопирите. На некоторых месторождениях (Мусариу, Рошия-Монтана и др.) в рудах золото находится в свободном виде. На месторождении Сэкэрымб золото заключено в теллуридах, высокая концентрация которых наиболее характерна для верхних горизонтов. Кроме того, скопления теллуридов характерны для участков пересечения кварцевых прожилков с пиритовыми.

Содержание золота в рудах большинства месторождений крайне неравномерное. Рудные тела сопровождаются процессами интенсивного изменения окolorудных пород. Обширные площади рудных узлов пропилити-

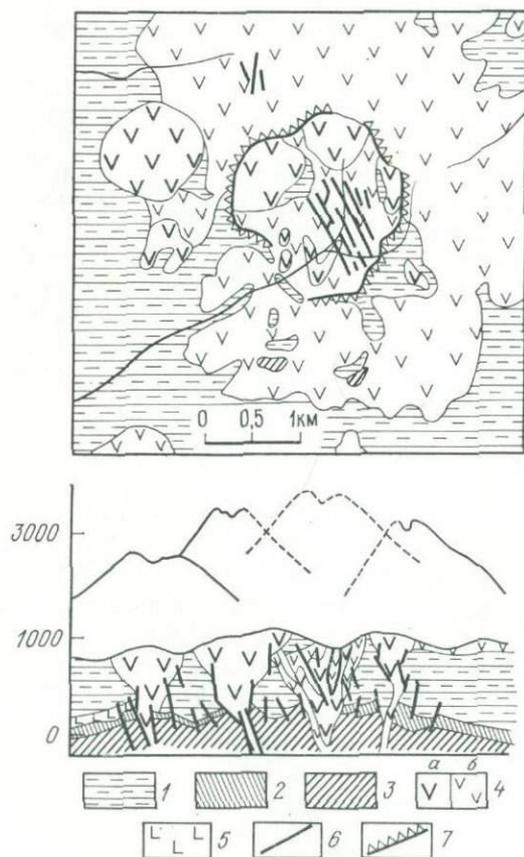


Рис. 53. Вулканическое сооружение Сэкэрымб. По V. Janović (1969 г.).

1 — осадочные формации неогена; 2 — меловые осадочные формации; 3 — кристаллические сланцы; 4 — кварцевые андезиты с амфиболом и биотитом; а — некки, б — лавовые потоки и прокластиты; 5 — офиолиты; 6 — разломы и рудные жилы; 7 — граница кратера

зированы. Зоны аргиллизации локализуются в интервале 0—150 м от рудных зон. Адуляризация и серицитизация отмечаются в узкой (до 1 м) полосе от контакта рудных тел. Следует заметить, что пропититизация не всегда связана с рудообразованием. Широко развиты также окварцевание, пиритизация и карбонатизация. Они, как правило, проявляются вблизи рудных тел, чем и объясняется морфология зон изменений. Околорудные ореолы, в том числе и зоны пиритизации, золота не содержат.

Все месторождения рудного района Апусени сформировались в три этапа рудообразования [43]. На первом этапе были образованы преимущественно золото-серебряные руды одного из самых интересных в районе месторождения Рошия-Монтана. Рудное поле этого месторождения сложено осадочными отложениями мела и залегающими на них осадочно-вулканогенными породами тортона—сармата. Отложения прорваны некками дацитов, в контактах с которыми в дацитах и вмещающих породах образуются трубчатые тела эруптивных брекчий. Дациты вблизи рудных тел интенсивно гидротермально изменены и брекчированы.

На месторождении добыто 250 т золота. Рудные тела месторождения представлены штокверками, состоящими из густой сети прожилков, пересекающих гидротермально измененные дациты и цементирующих их обломки. Сами прожилки сложены тонкозернистым кварц-адуляровым агрегатом, загрязненным пелитовым веществом, и ориентированно расположенными чешуйками серицита. В прожилках и боковых породах рассеяны пирит, марказит и пирротин. Преобладает пирит, который представлен двумя морфологическими разновидностями: кристаллической зернистой и метаколлоидной. Последний образует тонкую вкрапленность отдельных глобулей сферической формы (0,005—0,05 мм) и их агрегаты. Этот пирит обуславливает черный цвет кварца и является надежным признаком богатых руд.

Здесь можно выделить ассоциации: свободное золото—сульфосоли серебра—аргентит; золото—почковидный марказит; золото—кварц; золото—кальцит—родохрозит и золото в халькопирите в виде мирмекитовых сростаний. Свободное золото часто встречается в виде агрегатов, дендритовых пластинок, нитевидных обособлений и спорадических кристаллов.

Второй этап (золото, серебро, сульфиды основных минералов, ртуть) проявился в вулканических зонах Брад-Сэкэрэмб, Златна-Стэнижа и Рошия-Монтана, Байя-де-Ариеш и тесно связан с вулканическими центрами извержений лав основного состава. Здесь меньше сульфидов, а теллуриды и сульфосоли распространены спорадически. Золото встречается в различных формах. Это мелкие кристаллы, импрегнации обычно в ассоциации с кварцем, карбонатами (кальцитом, анкеритом, родохрозитом, доломитом), глинистыми минералами (каолинитом, диккитом, накритом, монтмориллонитом), баритом, гипсом, самородным мышьяком и реальгаром, марказитом и наиболее редко с последней генерацией слабо проявленных сульфидов металлов.

Третий этап, видимо, связан с извержением кварцевых андезитов и пространственно локализован в вулканической структуре Кербурей-Кордурей и Коасте-Маре. Здесь выделяются две парагенетические ассоциации: 1) теллуриды (сильванит—гессит) с количественно преобладающими тетраэдритом и халькопиритом—самородное золото; 2) энаргит—фаматинит, а также обычно встречаемые висмут и минералы германия.

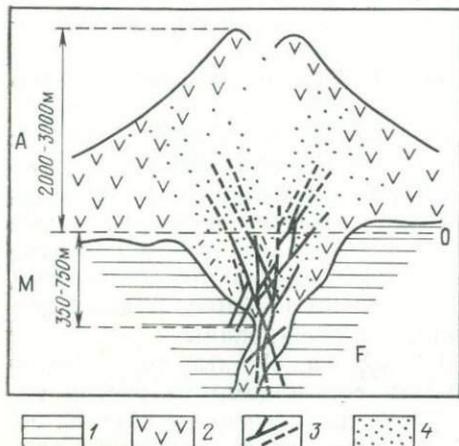


Рис. 54. Положение гидротермальных рудных месторождений в вулканических структурах. По V. Janovici (1969 г.).

А — надстройка вулкана; О — уровень излияния лав; М — зона богатой минерализации; F — нижележащие формации; 1 — формации основания; 2 — вулканические образования; 3 — рудные тела; 4 — гидротермально измененные породы

Используя результаты геотермических исследований для руд второго этапа, румынские геологи считают, что рудоносные растворы, из которых отлагались колчеданные руды, обладали температурой больше 360°C ; сульфиды полиметаллов — $360-220^{\circ}\text{C}$; теллуриды — $200-275^{\circ}\text{C}$; золото — $185-275^{\circ}\text{C}$. Ими же сделаны важные выводы о глубинах формирования месторождения (1000—2000 м от поверхности существовавшего вулканического рельефа) и что наиболее обогащенные золотом участки рудных тел имеют протяженность лишь 150—200 м по вертикали и локализируются на уровне основания вулканических построек (рис. 54).

В заключение следует отметить, что вышеизложенные материалы позволяют сделать некоторые общие выводы. Рудный район Апусени контролируется орогенной концентрической структурой, возникшей на участке пересечения разнонаправленных ослабленных зон субмеридионального и широтного направлений. Он приурочен непосредственно к купольному поднятию. Золоторудные месторождения различных типов тесно связаны с неогеновым вулканизмом. Вулканы здесь образуют цепочки, приуроченные к зонам тектонических нарушений, секущим складчатые структуры. Вулканические аппараты построены андезитами, дацитами и кварцевыми андезитами. Они образуют сложные многоярусные сооружения. Все месторождения локализуются преимущественно в пределах вулканических построек. Их формирование сопровождается интенсивными метасоматическими процессами пропилитизации и аргиллизации. По особенностям проявления, минеральному составу руд, связям с магматизмом месторождения рудного района Апусени близки к золоторудным месторождениям среднего массива плато Колорадо.

Глава 7. ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И РУДОНОСНОСТИ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ

Примеры континентальных вулканических областей, которые были рассмотрены выше, позволяют сделать общее заключение о том, что все они входят в состав орогенов, возникших в условиях тектоно-магматической активизации (часто на гетерогенном основании). В соответствии с этим вулканические области и пояса контролируются структурами, типоморфными для орогенных условий, — сводовыми поднятиями, сопряженными с ними рифтовыми впадинами, а также структурными ступенями типа флексур. В поясах некоторых типов сочетается контроль сводами и флексурами. Для вулканических процессов, по-видимому, необходимы условия повышенной проницаемости, возникающие при растяжении коры, а также повышенные тепловые потоки, существовавшие в разуплотненной верхней мантии. Условия растяжения могут быть созданы двояким образом — в тылу флексур благодаря возникновению субгоризонтальных усилий при их образовании и в связи с вертикальными усилиями над мантийными диапирами, которые определяют возникновение сводов.

Вулканические пояса слагают отдельные зоны орогенов, которые порой не имеют отчетливых границ с соседними зонами. Происходит как бы постепенное угасание интенсивности вулканических процессов в определенном направлении. Перивулканические зоны орогенов включают множество единичных вулканических аппаратов и локальных покровов. Такие соотношения особенно ярко выступают при пересечении с запада на восток третичного орогена Мексики. Вулканический пояс Западной Сьерра-Мадре расположен непосредственно за флексурой побережья Калифорнийского залива. Далее на восток в соседних перивулканических зонах вулканические проявления носят спорадический характер, но они достаточно многочисленны.

Характерно также, что крупные концентрические структуры (сводовые поднятия) охватывают обе соседние зоны (вулканическую и перивулканическую), что было выше показано на примерах орогенов Мексики и Приморья. Постепенный характер переходов между различными зонами орогенов, видимо, является следствием направленного затухания степени их проницаемости. Последняя обусловлена интенсивностью растяжений, которые убывают по мере удаления от приподнятой континентальной части флексуры. Этим можно объяснить асимметрию как вулканических поясов, так и орогенов в целом.

Можно говорить о нескольких таксономических рангах структур, с которыми связаны континентальные вулканические пояса или области. В первую очередь это упомянутые флексуры на границе континент—океан и глобальные рифтовые зоны. Что касается сейсмофокальных зон, то есть основания считать, что упомянутые крупные флексуры сопряжены с ними. По существу флексуры являются второй формой (наряду с глубоководными желобами) проявления сейсмофокальных зон в тектоническом рельефе верхних оболочек Земли.

Структуры второго ранга, определяющие внутреннее строение вулканических областей, — сводовые поднятия и сопряженные с ними рифтообразные впадины, вулкано-тектонические депрессии. Особенно следует отметить специфические структурные формы, которые возникают в обрамлении флексурных зон и крупных рифтовых впадин. Об их существовании стало известно благодаря дешифрированию космических снимков и морфоструктурному анализу. Это — оседания, обрамленные дуговыми разломами, которые примыкают к структурным ступеням. Эти структуры и особенно обрамляющие их разломы контролируют положение жерловых аппаратов и бывают насыщены рудными проявлениями. В целом металлогеническая роль структур второго ранга заключается в том, что они определяют металлогеническую зональность, которая нередко носит концентрический характер.

Наконец, к третьему таксономическому рангу можно отнести разнообразные очаговые структуры: купольные поднятия, кальдерные впадины, грабены. Эти структуры, обычно не превышающие по площади 2000 км², играют важную роль в контроле рудных районов.

Выделенные выше основные структурно-морфологические типы континентальных вулканических областей и поясов можно расположить в ряд, в пределах которого они взаимосвязаны. Этот ряд можно представить следующим образом: сводово-рифтовые вулканические области — сводообразные вулканические щиты — окраинноматериковые вулканические пояса — вулканические пояса андийского типа. Особняком располагаются вулканические ареалы в орогенах, приуроченных к поперечным валам. Вулканизм в поясах этого типа обычно не достигает высокой интенсивности.

Сравнительно простой тип одноэтапных вулканических областей представляют собой сводово-рифтовые, которые охарактеризованы выше на примере Западно-Карпатского свода. Его аналог — неогеновая сводово-рифтовая область Восточной Африки или охарактеризованная нами ранее позднемезозойская вулканическая область Восточного Забайкалья [19]. Вулканизм здесь сосредоточен в пределах грабенов, дугообразно окаймляющих своды или пересекающих последние вдоль осевой линии. Эти своды образуются в обстановке растяжения, которое, вероятно, связано не только со сводообразованием, но и с общими явлениями раздвига. Сводово-рифтовые области по существу отличаются от других одноэтапным вулканизмом, преобладанием продуктов извер-

жения среднего и основного состава и слабой дифференциацией вулканитов, обособленным зональным размещением синхронных вулканических и плутонических фаций. В отношении оруденения продуктивны центральная часть сводов и периферические зоны их ядер. Обрамляющие впадины не отличаются высокой рудоносностью.

Более сложный тип представляют собой многоэтапные сводообразные вулканические щиты. Они охарактеризованы на примере позднепалеозойского Кураминского свода Средней Азии. Сходен с ним по строению неогеновый вулканический щит западной части США. Эти вулканические области — сводовые поднятия, почти нацело перекрытые мощным вулканическим покровом. Их главное отличие от предыдущего типа заключается в том, что они развиваются в два или несколько последовательных этапов. Историю их развития можно восстановить при помощи реставрации палеотектонических условий и с помощью морфоструктурных методов. На первом этапе развития эти своды были очень похожи на сводово-рифтовые области и также отличались преобладанием вулканитов среднего состава, локализовавшихся в грабенах. Второй этап характеризуется обширными извержениями кислого материала, который использовал для своего проникновения кальдерные разломы во внутренних частях сводов. Возможно, что рифтовые впадины были уже «закрыты» в этот этап. В направлении межгорных впадин вулканиты фациально замещаются молассой. Плутонические процессы также получают развитие в областях этого типа, особенно в довулканический этап и на рубеже раннего и позднего этапов. Возможно, это были периоды сжатия и образования надвигов, которые здесь известны.

Кальдеры позднего этапа часто вмещают рудные районы. Оруденение здесь разнообразно по составу, причем на раннем этапе преобладают золото-серебряные формации, а на позднем — серебряно-полиметаллические, флюоритовые и др.

Не менее сложны по своему развитию окраинноматериковые вулканические пояса. Со сводообразными вулканическими щитами их сближают многоэтапное развитие, наличие покровов среднего состава в нижней части разреза и обширных толщ кислых вулканитов в верхней. Помимо того, в развитии окраинноматериковых поясов можно выделить досводовый этап. Как можно видеть с помощью палеотектонического анализа Восточно-Сихотэалинского пояса, сеноманские вулканогенно-осадочные толщи петрозувеской свиты (образованием которых начинается формирование пояса) заполняют дугообразные впадины, открытые в сторону приподнятой ступени окраины континента. Их возникновение могло быть связано с образованием флексуры, которая осложнена дугообразными сколами.

Своды появились позднее, развивались в несколько этапов и образовали линейный пояс, к которому приурочены вулканиты. Эффузивы позднего этапа смещены в направлении континента. Структурная позиция вулканитов определяется одновременно дис-

локациями, связанными со сводами и флексуобразной ступенью, осложненной дугowymi сколами. В направлении шельфа в зоне флексуры вулканы фацально замещаются терригенными толщами осадочной террасы. Оруденение обычно многоэтапно, но наиболее продуктивные его типы приурочены к завершающему этапу развития пояса.

Андийский вулканический пояс представляет собой самостоятельный тип, который, с одной стороны, близок к окраинноматериковым поясам, а с другой — к островным дугам. Здесь гораздо четче, чем в предыдущем типе, выражена миграция проявлений вулканической деятельности в сторону континента. Еще в большей степени сказывается роль окраинноконтинентальной флексуры, которая и определяет линейную зональность вулканических поясов, приуроченных к двум кордильерам, разделенным грабеном (Альтиплато). Значение сводов в строении вулканических поясов проявляется менее отчетливо. Более широко развиты структуры типа дугообразных депрессий, примыкающих к флексуре или грабену Альтиплато. При ближайшем рассмотрении кордильеры Андийского пояса также слагаются цепями сводовых поднятий.

Таким образом, различия в строении континентальных вулканических областей и поясов в значительной мере определяются относительной ролью региональных прямолинейных и концентрических структурных элементов. В общем случае влияние обоих типов структур сказывается на строении вулканических поясов. В этом смысле можно говорить об интерференции двух типов структур — прямолинейных и концентрических, которая определяет не только особенности структурных элементов вулканических поясов, но и вмещающих их ороенов, а также их металлогенический облик.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МОРФОСТРУКТУРНОГО МЕТОДА ПРИ ИЗУЧЕНИИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБЛАСТЕЙ

Вулканические области на геологических картах часто изображаются «безструктурно» из-за монотонного характера слагающих их толщ и сложности возрастных соотношений вулканитов. Расшифровка структуры областей этого типа требует нового подхода. Приведенный выше анализ геологического строения вулканических областей континентального типа показал, что их формирование происходило на фоне поднятий. Структурное выражение этих поднятий долгое время не удавалось изучить с достаточной полнотой из-за ограниченных возможностей традиционных методов тектонического анализа. Новые данные о существовании не выраженных на геологических картах крупных концентрических структур в вулканических поясах были получены при дешифрировании космических снимков. Однако эти формы, по существу образованные структурными элементами современного рельефа, не получали при этом своего геологического выражения. Морфоструктурный анализ позволяет дать полную характеристику тектонических элемен-

тов современного рельефа. Новые возможности открываются также для реконструкции разрывных дислокаций особенно скрытого типа.

Первым этапом в реконструкции орогенных структур является составление палеотектонических схем для важнейших эпох тектоно-магматической активизации. В методику составления таких схем в последние годы внесены необходимые дополнения, включая анализ фациальной изменчивости вулканитов, выявление зональности в их размещении и др. Вместе с тем палеотектонические данные далеко не всегда можно получить с той детальностью, которая необходима, особенно в части внутреннего строения орогенных структур. Морфоструктурный анализ и дешифрирование космических снимков дают возможность получить достаточно детальную тектоническую основу для современного орогена, которая, как правило, отражает структурный план последнего периода активизации.

При составлении морфоструктурных схем принято в первую очередь изучать плановый рисунок различных морфологических элементов рельефа. Районирование проводится с помощью дешифрирования космических снимков. Нам при анализе морфоструктуры космические снимки удалось использовать далеко не в достаточной мере. Следует отметить, что разнородное качество снимков, их разные масштабы и обычно лишь частичное перекрытие изучаемых площадей не позволили использовать эту информацию в желательном объеме. Вместе с тем материалы дешифрирования сыграли важную роль в выделении морфологических типов современного рельефа, а также при выяснении генетических особенностей поверхностей и относительной роли эндогенного и экзогенно-генетических факторов в их образовании.

У авторов была главная цель — приблизиться к характеристике структурного плана периода формирования вулканического пояса. Необходимо было оценить результаты всех последующих тектонических движений и связанных с ними эрозионных процессов. С этим связаны степень унаследованного развития палеоструктур и полнота их выражения в современном рельефе. Все это учитывалось при выборе методики структурно-геоморфологического анализа. В основном для реконструкции современного структурного плана мы опирались на топографические мелкомасштабные карты. При генерализации рельефа применялся метод морфотектоизогипс, позволяющий выделить крупные линейные и площадные структурные элементы. Важное значение имели также и дополнительные приемы, в их числе — анализ рисунка речной сети, строения водоразделов, береговой линии, ландшафтных объектов.

Опыт проведенных исследований показывает, что достаточно простыми общедоступными методами удается выявить структуры, заложение которых происходило сравнительно недавно. Так, например, структурный план неогена хорошо реконструируется с помощью морфотектоизогипс (регионы Западная Сьерра-Мадре в Мексике, Анды, Карпато-Динаро-Балканский).

Степень интенсивности вертикальных движений играет важную роль при выборе методических подходов в изучении рельефа. Так, например, Западная Сьерра-Мадре и Анды претерпели интенсивные вертикальные движения. Современный ороген поднимается до высот 4—6 тыс. м. В конкретных случаях многие формальные методы обработки изображения рельефа, использующие поля высот, вершинные поверхности, амплитуды вертикальных движений, становятся неприемлемыми. Это происходит из-за того, что особенности современных движений могут искажать палеоструктурный план. В подобных регионах при составлении морфоструктурных карт мы опирались на анализ рисунка систем речных долин. Современные долины в основном унаследуют в этих регионах неогеновые впадины. Об этом свидетельствуют толщи третичных рыхлых отложений, заполняющих многие современные долины и депрессии. Третичные впадины типа Пуна-Альтиплано, оказавшиеся вовлеченными в более поздние поднятия, также учитываются при реконструкции тектонического плана. Метод морфотектонизогипс был использован здесь лишь для того, чтобы выделить блоки умеренных высот. Очертания этих блоков вписываются в структурный каркас, образуемый речными долинами.

Существенно отличается от других Карпато-Динаро-Балканская провинция. Здесь происходили постепенные восходящие движения. Поднятия, образовавшиеся в четвертичное время, не превышают 2000—2500 м. Они хорошо освоены эрозионными процессами. Во впадинах и долинах четвертичные осадки в большинстве своем согласно перекрывают третичные рыхлые отложения. Впадины закономерно располагаются у подножия сводовых сооружений. Мы считаем, что в районах развития унаследованных впадин поднятия имеют тот же характер (Н. Т. Кочнева, И. Н. Томсон, 1974 г.). Таким образом, можно с достаточной обоснованностью предполагать, что структурный план эпохи тектоно-магматической активизации сохраняется в современных формах рельефа. В данном случае с успехом используется метод морфотектонизогипс, позволяющий выделить современный, а следовательно, и неогеновый структурный план.

Иные условия анализа необходимы в регионах позднепалеозойской тектоно-магматической активизации. Структура этих регионов восстанавливается только на основе планового рисунка, обычно составленного из отдельных тектонических фрагментов, не типичных для структур послепалеозойского времени. В этих условиях большое значение имеет дешифрирование космических снимков, которые позволяют выявлять запечатленные в современном рельефе элементы древних структур. Для того чтобы реконструировать структурный план, морфоструктурные материалы сопоставлялись с палеогеографическими данными. Для этого мы пользовались разномасштабными материалами. Для отражения структурной позиции изучаемых регионов на фоне крупных орографических единиц нами были составлены мелкомасштабные схемы (1 : 10 000 000 и мельче). Внутреннее строение регионов расшиф-

ровывалось на схемах масштаба 1 : 2 000 000. Последние позволили выделить три порядка структур. Структуры первого порядка вмещают вулканические пояса. По морфологии их можно разделить на прямолинейные и изометричные (концентрические). Прямолинейной формой отличаются вулканические пояса Мексики и Южной Америки. Оба эти пояса ограничены крупными линейными дислокациями. Сихотэалинский, Восточно-Австралийский и Карпато-Динаро-Балканский вулканические пояса вписываются в сегменты мегакольцевых сооружений или охватывают их целиком.

Структуры первого порядка обычно расчленены системой дислокаций на ряд крупных блоков второго порядка, которые имеют форму секторов внутри округлых сооружений и прямоугольную — внутри линейных поясов. Наиболее характерными структурами вулканогенных областей являются сводовые поднятия. При этом они оказываются обычно структурами третьего порядка.

Морфоструктурный анализ позволил впервые выделить сводовые поднятия в Андийском поясе, Восточной Австралии, Западной Сьерра-Мадре, мегаконцентрические сооружения в юго-восточной части Европы. Сводовые поднятия различаются по морфологическому типу. Одни из них представляют собой округлые поднятия, расчлененные радиальной системой дислокаций, другие — овальной формы, расчлененные по длинной оси узкими грабенами. Часто сводовые поднятия группируются в протяженные цепочки, например Западная Сьерра-Мадре, Анды и Восточная Австралия. Можно также отметить, что многие линейные зоны, оказывающие активное влияние на общий характер структурного плана вулканогенных областей, продолжают далеко за их пределы.

Следует отметить, что мелкомасштабные морфоструктурные исследования позволили по-новому увидеть как региональные, так и локальные особенности строения вулканогенных областей, которые пока не отражены на существующих геологических картах. Большое значение выделенных новых структурных элементов определяется тем, что им принадлежит важная рудоконтролирующая роль.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Приведенная выше характеристика рудоносности вулканических поясов различных типов позволяет отметить некоторые их общие металлогенические особенности.

Особенностью континентальных вулканических поясов в отличие от островодужных является их существенно иная металлогеническая специализация с меньшей ролью, например, медно-порфирового оруденения. Если последнее наиболее характерно для островодужных поясов и слагает там продольные металлогенические зоны, то в континентальных поясах оно появляется спорадически. Его появление в отдельных сегментах связано с поперечными специализированными металлогеническими поясами, кото-

рые контролируют медно-порфировую, кварц-золоторудную и другие минерализации.

При этом секущие специализированные пояса как бы прерывают другие типы оруденения, которые прослеживаются на значительные расстояния вдоль вулканогенов и присущи им. Обоснованию нового представления о сквозных металлогенических поясах посвящена специальная глава настоящей работы. В ней было показано, что сквозные пояса имеют диагональную ориентировку, причем в Евразийском сегменте Земли они простираются в северо-западном направлении, а в Американском — в северо-восточном. Важным практическим выводом из представления о сквозных специализированных поясах является новый подход к прогнозу медно-порфирового оруденения в континентальных вулканических областях.

Ранее нами была обоснована металлогеническая закономерность, связанная со сквозными структурами (М. А. Фаворская, И. Н. Томсон и др., 1974 г.). Было установлено, что ортогональные сквозные дислокации играют рудоконцентрирующую роль. Последняя выражается в том, что эти сквозные структуры определяют локализацию крупных рудных объектов с месторождениями разного типа. Значение рудоконцентрирующих дислокаций было показано на конкретных примерах, которые дали возможность прогнозировать оруденение. Можно также сделать определенные выводы по характеру рудоносности вулканических областей всех пяти выделенных типов.

Относительно простыми по строению являются области сводово-рифтового типа, сформировавшиеся в один этап. В качестве примера рассмотрена Западно-Карпатская вулканическая область этого типа. Наиболее характерны здесь минерализации: золото-серебряно-полиметаллическая в вулканических впадинах, полиметаллическая в крыльях свода, а также ртутная.

Сводовобразные вулканические щиты формировались по крайней мере в два этапа, причем на первом возникали сводово-рифтовые области, а на втором формировался сплошной вулканический щит, перекрывающий сводовое поднятие. Двум этапам развития этих областей соответствуют и два периода минерализации. В первый период возникали золото-сульфидные и золото-серебряные месторождения. Второй период характеризуется весьма разнообразной минерализацией, где наряду с золото-серебряным образовывались серебряно-полиметаллический, флюоритовый и другие типы оруденения. Для этих вулканических областей характерна повторяемость основных типов оруденения в разные этапы их развития. Примером может служить кайнозойских вулканический щит запада США, где неоднократно возникали золото-серебряные месторождения.

Окраинноматериковые вулканические пояса также обладают определенной спецификой рудоносности. Пояса этого типа напоминают вулканические щиты многоэтапностью развития, но в отличие от последних оруденение, связанное с ранними этапами, не

всегда здесь широко развито. Основные типы минерализации окраинноматериковых поясов — золото-серебряная, собственно серебряная, серебряно-полиметаллическая, касситерит-силикатно-сульфидная. При этом в одних поясах (западная половина Тихоокеанского кольца) преобладает касситерит-сульфидная, а в других (восточная часть Тихоокеанского кольца) — серебряно-полиметаллическая. Можно также считать, что неоднократная повторяемость типоморфного оруденения является характерной для этих поясов. Примеры можно видеть в пределах пояса Западной Сьерра-Мадре, где серебряно-полиметаллическое оруденение образовывалось в олигоцене (28—30 млн. лет) и миоцене (14 млн. лет). Точно так же в Восточно-Сихотэалинском поясе дважды образовывалась касситерит-силикатно-сульфидная минерализация.

Вулканический пояс Анд невозможно отождествить с каким-либо из упомянутых типов: он промежуточный между окраинноматериковыми и островодужными поясами. Строение и металлогения Андийского пояса неоднородны. Центральный его сегмент в большей степени напоминает окраинноматериковые пояса, тогда как фланговые сегменты — островодужные. Наиболее характерна для последних медно-порфировая минерализация, т. е. та, которая присуща островным дугам. Сложной минерализацией отличается Боливийский сегмент. Профилирующим типом оруденения здесь может считаться касситерит-сульфидное, в том числе олово-серебряное.

К самостоятельному типу континентальных вулканических нами отнесены пояса, связанные со сквозными валообразными поднятиями. Они могут пересекать области гетерогенного строения и включать вулканические поля различных зон орогена. К их числу можно отнести Транскавказское поперечное поднятие с его вулканическими центрами типа Эльбрусского и Минераловодского. Выше были охарактеризованы контролирующие вулканизм валообразные поднятия в Сербии и Македонии, а также Венгрии и Словакии. Общей их чертой является повышенная роль продуктов извержения кислого состава. Что касается оруденения, то здесь выступает на первый план преобладание скарновых формаций. Состав руд в скарнах может варьировать от молибденитового до свинцово-цинкового и железорудного, возможно, в зависимости от того, какую металлогеническую зону пересекает валообразное поднятие. Примером может служить Сербско-Македонский миоценовый вулканический пояс, на северо-западном фланге которого преобладает скарново-полиметаллическая минерализация, а на юго-восточном — скарново-магнетитовая и медно-порфировая.

Следует также отметить характерные структурные позиции металлогенических зон в вулканических поясах. Типоморфные их структуры, сводовые поднятия, рифтоподобные впадины и сопровождающие их дугообразные депрессии определяют в большинстве своем морфологию и структурную позицию металлогенических зон. Очаговые структуры имеют решающее значение для локализации рудных районов и узлов.

Выше мы упоминали об интерференции прямолинейных и концентрических структур в вулканических поясах окраинноматерикового и андийского типов, которая сказывается и на металлогенической зональности. Последняя здесь проявлена в виде закономерности размещения продольных поясов, объединяющих группы рудных формаций, и концентрического расположения месторождений определенных рудных формаций (или их минеральных типов) относительно структурных элементов второго порядка. Концентрическая металлогеническая зональность, возможно, является ведущим типом зональности месторождений в континентальных вулканических поясах. Распространены также металлогенические зоны дугообразной формы, контролирующиеся разломами, примыкающими к флексурам или бортам рифтовых впадин. Связанная с этими разломами минерализация может отличаться от той, которая связана со сводовыми поднятиями. Так, например, в Восточно-Сихотэалинском поясе различные типы оловорудной минерализации располагаются в виде концентрических зон, а полиметаллическая обособлена в дугообразной зоне, открытой в направлении прибрежной флексуры.

Подобный характер металлогенической зональности в вулканических поясах и ее связь с наложенными орогенными структурами определяют необходимость применять специальный подход при структурно-металлогеническом районировании областей рассматриваемого типа. Орогенные структуры в этом случае можно реконструировать лишь путем привлечения комплекса методов: палеотектонических реконструкций, морфоструктурного анализа, дешифрирования космических снимков и геофизических данных. Опыт структурного районирования вулканических поясов и анализ их рудоносности и являются основным содержанием настоящей работы.

СТРУКТУРЫ РУДНЫХ РАЙОНОВ

При характеристике структур вулканических рудных районов, на наш взгляд, необходимо рассматривать: 1) положение рудного района в орогенных структурах; 2) его внутреннее строение и формы связи с очаговыми структурами и 3) зональность оруденения в рудном районе. Последняя, по нашему мнению, нередко прямо указывает на связь рудного процесса с развитием материнской очаговой структуры. При таком подходе обычно устанавливаются естественные геологические границы рудных районов, определяющиеся границами вмещающих структур, или их секториальных блоков. Необходимо напомнить, что сами очаговые структуры дискретны по размерам. Крупнейшие из них редко превышают по площади 2000 км². Этот размер мы считаем предельным и для рудных районов. Имеется целая группа очаговых структур меньших размеров. Все они могут быть рудоконтролирующими. Рудоносные очаговые структуры размером в первые сотни квадратных кило-

метров соответствуют рудным узлам, а в десятки квадратных километров — рудным полям.

Практически все рассмотренные рудные районы (и узлы) оказались приуроченными к очаговым структурам различных типов: от купольных поднятий до кальдерных впадин. Позиции рудных районов в региональных орогенных структурах определяются сочетанием разнообразных факторов. В простейшем случае это единичные очаговые структуры, осложняющие сводовое поднятие. Примером могут служить рудный район купола Апусени, который осложняет Трансильванский свод, или рудный узел Потоси, приуроченный к куполу в западном крыле свода. При этом возникновение рудоносных очаговых структур нередко бывает предопределено узлами пересечения линейных дислокаций. Так, например, купол Апусени расположен в узле пересечения широкой зоны меридиональных дислокаций с широтными. Меридиональные дислокации в Карпато-Динаро-Балканской провинции играют рудоконцентрирующую роль. Интересно также отметить, что линейные зоны сквозных дислокаций, к которым тяготеют как рудные районы, так узлы и поля, выступают часто в форме пологих валообразных поднятий. Ярким примером этого может служить меридиональный вал, вмещающий рудные узлы Кремница, Бянска-Штявница и др.

Помимо приуроченности к очаговым структурам рудные районы вулканических поясов занимают отдельные секториальные блоки в сводовых поднятиях. Упомянутый уже купол Апусени «вписан» в секториальный блок Трансильванского свода, который отличается обилием радиальных дислокаций, причем вдоль некоторых из них заложены неогеновые впадины. Секториальный блок, контролирующий Кавалеровский рудный район, отличается положительной аномалией силы тяжести на общем фоне отрицательных аномалий, которые присущи своду в целом. Как видно из этих примеров, в определении позиции рудных районов одновременно участвуют линейные зоны сквозных дислокаций, принадлежащие к рудоконцентрирующей системе, «аномальные» секториальные блоки сводов и очаговые структуры.

По мере перехода к более локальным рудоносным площадям рудоконтролирующая роль очаговых структур становится все очевиднее. Именно так обстоит дело, например, в Кавалеровском районе, где практически все рудные поля контролируются локальными очаговыми структурами. Можно также говорить о сочетании определенных типов региональных и локальных очаговых структур. Так, например, вулканогенные железорудные районы Мексики контролируются крупными кальдерами. Рудные поля, располагающиеся в периферической части кальдер, бывают приурочены к куполам или их группам, осложняющим кальдеры, к местам пресечения их линейными дислокациями.

Внутреннее строение рудных районов, узлов и полей целиком определяется особенностями внутреннего строения вмещающих очаговых структур. Последним присуща закономерная система внутренних дислокаций, зависящая от морфологии очаговых струк-

тур [33]. В общем случае это радиальная или концентрическая системы трещин, которые часто оказываются рудовмещающими.

Изменение строения рудных узлов и полей с глубиной находится в полном соответствии с вертикальной зональностью очаговых структур. Это можно видеть на примере Арсеньевского месторождения (Кавалеровский рудный район), которое контролируется куполом с жерлом липаритов в центральной части. Структурный контроль рудных тел изменяется здесь в зависимости от изменения этой структуры с глубиной. Если в верхней части очаговой структуры среди слабометаморфизованных толщ жилы приурочены к радиальным трещинам, то на глубине в пределах «роговикового купола» рудовмещающими являются уже концентрические трещины. Накопленный опыт изучения вулканогенных рудных районов свидетельствует о том, что различные аспекты строения локальных рудоносных площадей могут быть выявлены лишь путем выделения и изучения очаговых структур.

Глава 8. ВУЛКАНОГЕННОЕ ОРУДЕНЕНИЕ, ЕГО ОСОБЕННОСТИ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ

СПЕЦИАЛИЗИРОВАННЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ И ИХ ПРОИСХОЖДЕНИЕ

Вопросы геохимической и металлогенической специализации магматических комплексов остаются предметом широкого обсуждения в литературе. Под геохимической специализацией обычно понимается повышенное содержание определенных химических элементов в магматических комплексах, а под металлогенической — их способность генерировать оруденение. Если геохимическая специализация определяется в первую очередь особенностями химического состава субстрата, из которого образуется магматическая порода, и путями ее преобразования, то металлогеническая в дополнение к этим факторам определяется геолого-структурными условиями, способствующими концентрации рудного вещества и образованию рудных скоплений.

В большинстве публикаций, посвященных этой проблеме, рассматривается специализация интрузивных комплексов. Здесь же мы уделим главное внимание специализированным вулканическим комплексам и их происхождению. Под понятием «специализированные» или «обладающие повышенным содержанием элементов» подразумеваются комплексы, в которых содержание элементов против кларка земной коры повышено в 2 раза и более.

Когда магматические тела (особенно интрузивные) непосредственно вмещают синхронные им по возрасту и родственные геохимически рудные образования, тогда связь между ними считается генетической. Этот тип связи, обычный для гранитоидных тел, значительно реже проявлен среди вулканитов, в которых он известен в форме ассоциирующих с риолитами проявлений «деревянистого» олова, обособления в вулканитах минерализованных жеод, топаз-содержащих даек и штоков риолитов с оловянной минерализацией и др. Однако эти типы оруденения редко достигают значительных масштабов.

Проблема парагенетической связи магматизма и оруденения вновь была рассмотрена в последние годы исследователями, изучавшими вопросы соотношения вулканизма и оруденения, роль мантийных флюидов в рудообразовании (М. А. Фаворская, В. В. Ляхович, 1977 г.). Под парагенетической связью предложено подразумевать наличие единой области генерации магм и рудоносных флюидов.

Изучение геохимических особенностей продуктов вулканизма и синхронных им руд вулканогенного типа позволило выявить новые критерии, позволяющие говорить о связи вулканизма и ору-

денения. С другой стороны, особенности состава вулканитов могут быть индикатором глубины их генерации, а следовательно, и руд, парагенетически связанных с этими вулканитами.

Сравнительные исследования геохимии и петрологии вулканитов дна океана, океанических островов, островных дуг и континентов позволили Г. С. Горшкову (1964 г.) считать, что вулканизм в отличие от интрузивной деятельности выступает в роли индикатора состава и состояния подкоровых частей мантии. Подкоровая область мантии представляется в разной степени дифференцированной в результате тектоно-магматических процессов, происходящих на всем протяжении развития Земли.

Известно, что одним из наиболее надежных индикаторов степени участия корового и мантийного материала в магматических образованиях является величина отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. В результате того, что земная кора обогащена по сравнению с мантией рубидием, радиогенный ^{87}Sr с течением геологического времени во все больших количествах концентрируется в ее породах. Все это обусловило относительно большую величину отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в породах, формирующихся в земной коре. На основе обобщения многих определений изотопных отношений стронция в базальтах океанического дна, мантийное происхождение которых не вызывает сомнений, Г. Фором и Дж. Пауэллом (1974 г.) было установлено, что величины этих отношений у пород мантийной генерации изменяются от 0,7 до 0,706 (в среднем 0,7037). Сравнительный анализ изотопного состава стронция базальтов различных типов океанического дна и океанических островов свидетельствует о том, что верхняя мантия, из вещества которой были сформированы эти породы, неоднородна в вертикальном разрезе. Наиболее щелочные разности, обогащенные калием, рубидием и радиогенным стронцием, связаны с глубинными и наименее дифференцированными горизонтами.

Многие данные по изотопии стронция для андезитов и базальтов островных дуг и континентов ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0,706$) позволяют их также отнести к мантийным образованиям. Однако среди них часто обнаруживаются разновидности, обогащенные радиогенным стронцием ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0,706 - 0,709$), частота встречаемости которых увеличивается по мере удаления от окраин континентов. Указанные колебания величин отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, выходящие далеко за пределы ошибок метода измерений, наглядно демонстрируют разноглубинный характер вулканизма в пределах континентов и островных дуг, несмотря на сближенность некоторых центров извержений в пространстве и во времени (I. Dostal *et al.*, 1977 г.).

Попытка интерпретировать промежуточные между «коровыми» и «мантийными» величины изотопных отношений (0,706—0,709) как результат контаминации исходных мантийных расплавов коровым материалом противоречит геохимическим особенностям этих пород и пород фундамента. Так, на примере анализа геохимического и геологического материала, подобранного для андезитов двух разновозрастных геологических структур, находящихся в пре-

делах Южно-Андийского вулканического пояса Д. Е. Джеймс и др. [46] продемонстрировали, что подобные величины отношений при определенном содержании Rb, Sr, SiO₂ могут являться результатом выплавления исходной магмы из горизонтов мантии, обогащенных Rb и соответственно радиогенным стронцием.

Происхождение огромных масс вулканогенного материала кислого состава в пределах континентальных и окраинноматериковых вулканических поясов до сих пор не вполне ясно. Многие авторы считают, что вся масса игнимбритов и риолитов сформировалась полностью или частично в результате плавления нижних горизонтов коры, хотя величина первичных отношений ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в них не превышает 0,709.

Одним из основных аргументов в пользу такого предположения является повышенное содержание литофильных элементов, свойственное консолидированной земной коре. Однако известно, что риолиты могли образоваться и при процессах дифференциации андезитового расплава на большой глубине (R. S. Thorpe, P. W. Francis, 1979 г.).

Проведенный недавно детальный сравнительный анализ особенностей геологического развития окраинноматериковых вулканических поясов, химического состава разнообразных вулканогенных пород (в том числе кимберлитовых трубок), пород фундамента позволил многим исследователям обосновать иные выводы: связать происхождение вулканогенных пород кислого состава с наименее дифференцированными горизонтами верхней мантии (В. П. Петров, О. А. Богатиков, 1977 г.; Э. И. Пополитов, 1977 г.; Б. Г. Лутц, 1974 г.; R. Pushkar *et al.*, 1972 г.). В числе аргументов в пользу такого вывода являются достаточно низкие величины изотопных отношений стронция (максимальные до 0,71) по сравнению с породами древнего кристаллического фундамента (0,72—0,73), высокие содержания щелочей и других элементов, не характерных для пород фундамента, хорошие корреляционные связи «мантийных» и «литофильных» элементов. Характер распределения малых и редкоземельных элементов в кислых, средних и основных породах часто не позволяет их рассматривать как комагматические серии. Кроме того, обнаружение свободной кремнекислоты, козсита, санидина в высокобарических ксенолитах из кимберлитовых трубок также позволяет предполагать непосредственное формирование магматического расплава кислого состава из подкоровых глубин.

Таким образом, прежде всего данные по изотопии стронция впервые позволили рассмотреть вулканические комплексы не как серию комагматических пород. В настоящее время есть все основания полагать, что вулканогенные образования в пределах одного пояса полигенны; их образование носило пульсационный, циклический характер. Временное затухание вулканической деятельности, вероятно, объясняется иссяканием магматического источника. Повторный импульс вулканической активности может

быть связан с возникновением нового магматического очага, возможно, на другом глубинном уровне.

Детальное изучение периодов вулканической активности, связанной с рудообразованием в конкретных рудных районах Северной Америки, Боливии, Приморского края, Охотско-Чукотского звена Тихоокеанского пояса, Восточного Забайкалья, Карпат, позволило установить многоэтапность формирования вулканитов и рудообразования (P. W. Lipman *et al.*, 1978 г.; D. Evennden *et al.*, 1977 г.; P. M. Константинов, 1973 г.; И. Н. Томсон и др., 1977 г.; В. В. Науменко и др., 1978 г.). Анализ геохронологических данных Сихотэ-Алинского вулканического пояса позволил нам в 1979 г. выделить несколько периодов усиленной вулканической активности. Полученные в этом регионе комплексные данные по геохимическим особенностям вулканитов, отношению изотопов стронция, геологическим закономерностям выявили парагенетические связи между рудными формациями и вулканитами. Многие из них обогащены профилирующими для региона рудными элементами — оловом, свинцом и др.

Данные об изотопном составе стронция и его эволюции позволили предположить, что источник вулканитов, которые сопровождают в пространстве и во времени оловянное оруденение, генерируется из особых горизонтов дифференцированной мантии. При этом интересно отметить, что Е. К. Хеджем на территории Северной Америки обнаружено существование корреляции между величинами отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ развитых здесь андезитов и базальтов и типом рудной минерализации [45]. Наименьшими величинами ($<0,706$) характеризуются вулканиты рудных районов с медной, ртутной, золотой минерализацией, промежуточными ($\sim 0,706$) — свинцово-цинковой, наибольшими ($>0,706$) — вольфрамовой.

Таким образом, есть некоторые основания полагать, что в какой-то мере разнообразие рудной минерализации и вулканогенных пород, ассоциированных с ней, обусловлено различной глубиной генерации магматических очагов, находящихся за пределами консолидированной коры.

Кроме материалов по изотопии стронция вопросы глубин генерации и связи вулканизма и рудообразования рассматриваются при интерпретации геологических и геохимических материалов. Особенности химизма вулканогенных образований и ассоциированных с ними руд, сохраняющих постоянный состав на значительных расстояниях, дают основание считать, что источником вещества вулканических образований и руд являются глубинные горизонты литосферы или верхней мантии, состав которых, по всей вероятности, изменчив по латерали в меньшей степени, чем в верхних горизонтах литосферы.

Сравнение данных по содержанию рудных элементов в исходных и остаточных ультраосновных породах мантии Земли позволило В. Л. Барсукову и Л. В. Дмитриеву (1972 г.) предположить значительные потенциальные возможности мантии Земли как

источника рудного вещества не только для халькофильных и сидерофильных элементов, но и для литофильных. Эволюция химического состава термальных вод подкорового происхождения, сопровождающих действующие вулканы, позволила С. И. Набоко (1973 г.) считать, что широкая гамма рудообразующих компонентов, выносимых этими водами, осаждается при взаимодействии с водами поверхностного происхождения.

Рассматривая рудную специализацию вулканических поясов в числе общих закономерностей, необходимо отметить прямую связь между длительностью временного разрыва вулканической активности и консолидацией области с характером ее рудной минерализации. Помимо фактов региональной специализации многие авторы отмечают, что всем вулканическим поясам присущ некоторый набор сквозных рудных и нерудных элементов, образующих разные по значимости проявления полезных ископаемых. С породами толеитовой серии ассоциирует медноколчеданное оруденение. Известково-щелочной вулканизм сопровождается концентрациями Au, Cu, Mo, Pb, Zn, связанными с диорит-монцитонитовыми малыми интрузиями. Олово-вольфрамовая минерализация приурочена к вулканическим образованиям, близким по геохимическому типу к литий-фтористым гранитам. К щелочным вулканическим ассоциациям обычно тяготеют зоны редкоземельной минерализации.

В одном вулканическом поясе часто совмещены в пространстве разновозрастные вулканогенные образования существенно различных петрохимических типов. Однако специализация магматических комплексов отражается не в их петрохимических особенностях, а в повышенном содержании некоторых малых элементов, особенно рудообразующих.

Интересна сама проблема «механизма» образования специализированных магм. Некоторые исследователи придают большое значение процессам дифференциации и обмена веществ между жидкой, газообразной и твердой фазами. Так, например, Л. Н. Овчинников (1974 г.) отмечает, что Rb, Cs, Mo, Be, V и другие элементы концентрируются преимущественно в вулканических стеклах, а Cr, Ni, V, Cu, Li — в кристаллических аналогах. Действительно, вулканические стекла обычно обогащены редкими щелочами и другими малыми элементами. Г. Б. Левашев (1978 г.) отмечал, что интрузивные и вулканические комплексы Сихотэ-Алиня обладают пониженным содержанием в вулканитах ряда элементов, в частности Sn и W, по сравнению с их субвулканическими аналогами. По его мнению, это свидетельствует об отделении рудоносного флюида из вулканических покровов. Ю. Г. Щербakov (1967 г.) относил к высокопродуктивным на золото те магматические комплексы, в которых содержание этого элемента резко падает от вулканогенных составляющих к интрузивным. Разность содержаний может достигать 0,005 г/т.

Необходимо также отметить, что важны не только данные о повышенных содержаниях рудных элементов; не в меньшей сте-

пени важны сведения и о пониженных содержаниях. В первую очередь это касается ртути. В. В. Науменко и др. (1978 г.) отмечают приуроченность значительных концентраций ртутной минерализации к вулканитам, сложенным пироксеновыми сериями, которым свойственны пониженные содержания ртути. Авторы полагают, что формирование рудных скоплений с Hg, As, Sb определяется непосредственной связью глубинных зон дегазации мантии и зон генерации вулканогенных образований. В данном случае более низкие концентрации ртути свидетельствуют о большей степени «отгонки» ртути из расплава. Однако обычно анализируются данные о повышенных содержаниях рудообразующих элементов в вулканитах; поведение других компонентов, к сожалению, не анализируется.

Принципиальное значение имеет наличие шаровидных и пластинчатых включений самородных металлов, которые недавно обнаружены в специализированных вулканитах. Так, нами установлены включения самородного олова и свинца в самаргинских андезитах и богопольских липаритах Приморья. Они заключены в хризотил-асбестовую рубашку, а состав элементов полностью отвечает металлогеническому профилю региона.

Медь. Наиболее многочисленные данные существуют в отношении меди и некоторых халькофильных сопутствующих компонентов. В Тихоокеанском вулканическом поясе медно-порфировые месторождения М. И. Ишиксон и др. (1970 г.) связывают с андезитовой магмой глубинного происхождения. На Камчатке такие месторождения ассоциируют с формацией габбро-сиенитов, трахибазальтов, которые специализированы на Cu, V, P, Ba, В.

Ассоциации со штоками монцонитоидного состава широко распространены в вулканических поясах Северной и Южной Америки (М. Issigonis e. o., 1974 г.). Субвулканические тела, сопровождающие медно-порфировую минерализацию в Чили, Перу, Калифорнии, имеют изотопный состав стронция, позволяющий рассматривать их как продукты верхней мантии (М. Halpurn, 1978 г.). Рассматривая состав гранодиоритовых и кварц-монцонитовых тел, сопровождающих медно-порфировое оруденение в пределах окраин континентов и островных дуг, эти авторы отмечают некоторую разницу в их химическом составе. Магматические образования континентов обладают меньшим содержанием Cu, Zn и большим Pb, K₂O, а также радиогенного стронция.

Что касается другого типа медных месторождений — колчеданных, то они тесно связаны со спилит-кератофировыми сериями. Эти вулканиты, как правило, обладают повышенным содержанием Cu, Mo, Pb, Zn. По данным Т. И. Фроловой и др. (1973 г.), в эвгеосинклиналях, сформированных на древней сиалической коре, кислые вулканиты распространены шире и содержания свинца как в кислых, так и в основных разновидностях выше. Такая же закономерность отмечается для распространенности свинца и его минералов в колчеданных рудах. Некоторые авторы предполагают связь медных колчеданных месторождений с базальтоид-

ной магмой толеитового типа. В. В. Кележинскас и В. С. Гладких (1978 г.) отметили повышенное содержание Cu и Zn в толеитах, с которыми ассоциируют колчеданные месторождения, по сравнению с толеитами других металлогенических провинций.

Золото. Ряд авторов, обобщив большой статистический материал по содержанию золота в магматических породах, ассоциирующих с месторождениями, пришли к выводу, что его концентрации в этих породах определяются содержанием в зоне генерации магмы.

Как показали исследования Г. Н. Аношина и В. В. Кележинскас (1972 г.), золото инертно при процессах кристаллизационной дифференциации. В пределах Курило-Камчатской провинции его содержание не изменяется от базальта к риолиту. Не найдено специфических минералов — концентраторов золота. Ю. Г. Щербаков (1967 г.) на примере изучения золотоносных провинций Западной Сибири и Чукотки показал, что разница в содержаниях золота между крайними типами пород не превышает в среднем половины порядка. В ряде районов СССР, по данным М. С. Михайловой и др. (1973 г.), отмечается, что золотоносные вулканоплутонические ассоциации относятся к липарит-гранитам и к андезит-гранодиоритовым сериям контрастного состава, обладающим повышенным содержанием Ag , Cu , Zn , Pb , V , Co , Ti , Mn . Ю. Г. Щербаков (1967 г.) также отмечает прямую корреляцию кларков золота в магматических формациях с содержаниями халькофильных и сидерофильных элементов. В 1976 г. нами было показано, что в районах Восточной Сибири месторождения золота вулканогенного типа ассоциируют с андезито-базальтами, обладающими повышенным содержанием Cr , Ni , Co , V . Статистически распределение золота и других микроэлементов в дифференцированных вулканических сериях, сопровождающих золотое оруденение в отдельных секторах Тихоокеанского кольца, показывает большую роль элементов группы железа и титана в образовании золотоносных магматических расплавов.

В пределах окраинноматериковых вулканических поясов месторождения золота, как правило, в пространстве и во времени ассоциируют с вулканическими и субвулканическими субщелочными породами, игнимбритами, липаритами и липарит-дацитами повышенной щелочности (Н. И. Филатова и др., 1976 г.; В. В. Науменко, А. Ф. Гончарук, 1973 г.).

Олово. Двойственная природа геохимии олова, его литофильные и халькофильные тенденции приводят к увеличению концентраций в различных геохимических ассоциациях. Повышенным содержанием олова (до 30 г/т) иногда обладают пересыщенные кремнеземом калиевые магматические породы. В. И. Коваленко и др. (1971 г.) отметили, что более высокие содержания олова сопровождаются часто повышенным содержанием Be , V , Pb , Nb .

Геохимическая специализация на олово субвулканических и вулканических образований четко выражена в отдельных звеньях Тихоокеанского вулканического кольца (Н. Я. Некрасов, В. К. По-

кровский, 1973 г.). Кроме повышенного содержания олова И. М. Сперанская (1974 г.), Н. Я. Некрасов, В. К. Покровский (1973 г.) отметили повышенное содержание F, В, Та, Ве, Li, Rb. Как правило, подобные вулканогенные образования характеризуются аномально низким содержанием стронция (до 10—20 г/т). Риолиты подобного состава выделены нами в 1980 г. среди мощной вулканогенной толщи в пределах Сихотэ-Алинского вулканического пояса. С помощью математической обработки геохимической информации удалось выявить две отличные друг от друга ассоциации химических элементов. С оловянными месторождениями касситерит-сульфидной формации пространственно и во времени ассоциируют ультракислые калиевые риолиты, обладающие повышенным содержанием Pb, Ag, W, Nb, В, Li, иногда Sn, а с месторождениями касситерит-силикатной формации ассоциируют разновидности с повышенным содержанием Sn, Nb, W, Ag, В.

В 1977 г. нами было отмечено, что в регионах со зрелой континентальной корой вулканисты дацитового состава, сопровождающие оловянные месторождения силикатной формации, характеризуются несколько отличной ассоциацией элементов. В их составе появляются Mo, Ве, La, исчезает Nb. Содержание щелочей (в том числе редких), бария, стронция повышается, что является одним из характерных признаков континентального вулканизма.

В. Л. Барсуков и Л. В. Дмитриев (1972 г.) связывают образование оловянных месторождений сульфидно-касситеритовой формации на территории Хабаровского края с трахиандезитовой магмой подкорového происхождения. Авторы считают, что олово и бор сбрасываются трахиандезитовым расплавом где-то на высоком уровне дифференциации, при образовании гранит-порфиров. Содержание олова и бора изменяется от 11,6—130 г/т в гранодиорит-порфирах до 4—15 г/т в гранит-порфирах. Последнее время в оловоносных вулканитах Приморья нами были обнаружены акцессорные включения самородных олова и свинца.

Свинец. Этот элемент обладает халькофильными и литофильными свойствами, и поэтому он сопровождается разнообразную рудную минерализацию, но при этом наблюдается сходство геохимической ассоциации руд и сопутствующих пород. В пределах орогенных вулканических поясов, где развито касситерит-силикатное, полиметаллическое и золотое оруденение, вулканисты отличаются повышенным содержанием свинца, а также некоторых литофильных элементов. Дифференциаты андезитовой магмы кислого состава, обогащенные свинцом и цинком, рассматриваются на Кавказе А. А. Цветковым (1977 г.) в качестве материнских для полиметаллических месторождений.

Таким образом, на примере свинца наиболее ясно видно, что повышенные содержания одного рудообразующего элемента не являются основанием для заключений о геохимической специализации магматических комплексов. Для этого необходим анализ содержаний других элементов, что может внести существенные дополнения для таких выводов.

Бериллий, цирконий, фтор, ниобий, тантал. Высокие содержания этих элементов были отмечены В. И. Коваленко и др. (1971 г.) в онгонитах Монголии. Эти вулканогенные образования являются химическим аналогом литий-фтористых редкометальных гранитов. Вулканиды подобного состава обнаружены на Дальнем Востоке, в Забайкалье, на территории США. Среди аксессуаров в этих породах часто присутствуют флюорит, фенакит, тантало-ниобаты. Подобные вулканиды сопровождают флюоритовую, фенакит-берtrandитовую, тантало-ниобиевую минерализации (А. Д. Щеглов, 1964 г.). При этом перечисленные разнообразные месторождения ассоциируют с риолитами, обогащенными теми элементами, которые образуют продуктивную рудную минерализацию. Р. Коутс, изучавший распределение бериллия на территории США, установил существование двух поясов вулканидов риолитового состава, которым свойственно повышенное содержание этого элемента, находящегося в прямой зависимости с величинами содержания фтора.

В вулканидах пантеллеритового состава, являющихся аналогом онгонитовых щелочных гранитов, В. И. Коваленко (1971 г.) отмечал заметное преобладание натрия над калием. Эти породы обогащены цирконием, редкими землями, ниобием и другими микроэлементами. При этом ниобий преобладает над танталом. Так же, как и в онгонитах, в них понижено содержание Sr и Ba. Среди аксессуаров часто встречаются цирконосиликаты щелочей и тантало-ниобаты.

Повышенное содержание циркония в липаритах Камчатки связывают с процессами кристаллизационной дифференциации. При этом обнаруживается прямая пропорциональная зависимость между содержанием циркония и железа.

Литий, цезий, рубидий. Эти элементы нередко обнаруживаются в повышенных количествах в вулканических стеклах. Причины их концентрации, особенно цезия, до сих пор не ясны. Однако Г. А. Шатков и Е. Н. Гушин (1969 г.) считают, что повышенное содержание цезия в вулканических стеклах является прямым признаком металлогенической специализации вулканидов на редкие металлы. Риолиты повышенной щелочности часто характеризуются повышенным содержанием редких щелочей, особенно цезия, наряду с повышенным содержанием бария, циркония, редких земель. Некоторые авторы ранее отмечали, что накопление редких щелочей чаще всего связано с постмагматическими процессами и реже с процессами магматической дифференциации.

А. А. Кременецкий и Д. Д. Будянский, сравнивая в 1979 г. содержания редких щелочей в неизменных и гидротермально измененных магматических телах, отметили, что они могут быть близки. Однако соотношения K, Rb, Cs в них различны. В гидротермально измененных породах калий и рубидий связаны с цезием обратно пропорциональной зависимостью, а в неизменных продуктах магматической деятельности — прямой зависимостью. О. Д. Ставров (1978 г.), обработавший обширный материал по геохимии редких щелочей в магматическом процессе, пришел к вы-

воду, что специализация магматических комплексов на Cs, Li совместно с бором и фтором является прямым признаком потенциальной рудоносности этих комплексов на редкие щелочи.

Таким образом, геохимические исследования вулкаников в последние годы показали, что их геохимические особенности часто сохраняются при пересечении вулканическими поясами гетерогенных структур. Это дает основание полагать, что состав вулкаников определяется в глубинных областях генерации магмы. Изучение соотношений изотопов стронция в вулканиках и других геохимических индикаторов склоняет к точке зрения о глубинном, часто подкоровом происхождении многих вулкаников. Известные в настоящее время данные о существовании «геохимически специализированных» вулканических комплексов позволяют успешно использовать их для прогноза оруденения в вулканических областях.

ВУЛКАНОГЕННЫЕ ТИПЫ ОРУДЕНЕНИЯ

Среди гидротермальных месторождений выделяются вулканогенная и плутоногенная группы, ассоциирующие с соответствующими фациями магматических пород (В. И. Смирнов, 1964 г.; В. Н. Котляр, 1964 г. и др.).

Рассмотренные выше геологические особенности вулканогенных месторождений свидетельствуют прежде всего о том, что они образовались в обстановке небольших литостатических давлений, структурной и физико-химической открытости систем, в условиях тесной пространственной и временной связи гидротермального процесса с вулканическими явлениями. К особенностям процесса вулканогенного минералообразования относятся: 1) смешение восходящих рудоносных растворов с вадозными водами; 2) интенсивное отделение от рудоносного раствора газопаровой фазы (вскипание); 3) интенсивное образование гелей кремнезема; 4) высокие температуры, часто превышающие критические; 5) изменчивый режим физико-химических параметров растворов; 6) нередкое повышение температуры растворов к заключительным стадиям минералообразования; 7) некоторые геохимические отличия месторождений вулканогенной группы.

Важнейшей особенностью вулканогенного рудообразования, отличающего его от плутоногенного, является сопряженность и даже перемежаемость во времени вулканического и гидротермального процессов. Более того, последний в определенной мере наследует эксплозивные черты вулканизма, и поэтому отложение руд на вулканогенных месторождениях происходит в тесной связи с развитием на определенном уровне зоны гидротермально-эксплозивного брекчирования. Ниже этой зоны располагаются жилы с поясовыми и симметрично-друзовыми текстурами. Выше ее отмечаются характерные для эпитермальных месторождений жилы с полосчатыми метаколлоидными текстурами и наджилыная зона аргиллизации. При этом, как показывают многочисленные данные

по вулканогенным месторождениям, интервал брекчиевых руд особенно широко и интенсивно развит на медно-молибденовых и высокотемпературных золото-серебряных и серебряных месторождениях. На средне- и низкотемпературных полиметаллических, золото-серебряных и сурьмяно-ртутных месторождениях роль этого интервала существенно снижена. Вместе с тем в полиметаллических (свинцово-цинковых) месторождениях и средне-низкотемпературных золото-серебряных более значительную роль играют над- и подбрекчиевые жильные интервалы. Для существенно ртутных месторождений наиболее характерен жильный надбрекчиевый интервал, верхняя прожилково-метасоматическая часть которого нередко захватывает надрудную аргиллизитовую шляпу.

Как показали минералого-термобарогеохимические исследования (А. А. Сидоров и др., 1978 г.; Н. А. Шило и др., 1978 г.), рудоотложение на вулканогенных месторождениях осуществляется в зонах трех типов: 1) разно-, преимущественно высокотемпературных с резко переменным температурным градиентом из концентрированных, часто пересыщенных хлоридами растворов (эксплозивно-гидротермальных брекчий); 2) среднетемпературных с высоким температурным градиентом из растворов умеренной концентрации (поясовых жил); 3) низко-, среднетемпературной изотермической (метаколлоидных жил) из растворов умеренной и низкой концентрации, разбавленных вадозными или морскими водами.

В зонах первого типа формировались медно-молибденовые и некоторые золото-серебряные, а также серебряные, оловянно-серебряные и существенно золотые (золото-мышьяково-сурьмяные) месторождения. Эта зона преимущественно высокотемпературного рудообразования. Она типоморфна для вулканогенных месторождений. Здесь обычно резко преобладают брекчиевые текстуры, минеральные ассоциации носят смешанный телескопированный характер, стадийность рудоотложения выявляется с большим трудом.

Для золото-серебряных месторождений (золото- и серебряно-аргентитовый типы) установлены температуры рудоотложения 250—390° С при переменном давлении в интервале 2,5—25 мПа. Именно на этих месторождениях отмечено устойчивое повышение температур от ранних стадий к поздним с образованием скарно-подобных гранат-родонитовых ассоциаций в заключительные послепродуктивные стадии (А. А. Сидоров и др., 1975 г.). Месторождения характеризуются увеличением общей минерализации растворов, повышенным содержанием калиевой составляющей, прямой корреляцией в поведении калия и хлора. Отмечена также устойчивая тенденция увеличения содержания кислых газов (H_2S , HF , HCl) от ранних стадий к поздним (до 45% объема газовой фазы).

В медно-молибденовых (медно-порфиновых месторождениях) кроме молибденит-халькопиритовых отмечаются полиметаллические сульфидные и золото-серебряно-галенит-сфалеритовые ассоциации, последовательность и время выделения которых не всегда ясны. В кварце молибденит-халькопиритовых ассоциаций отмечаются многофазовые включения, гомогенизирующиеся при 650—

750°С. Другая группа существенно газовых включений гомогенизируется в газ при 500—600° С. Третья группа включений, распространенная также в кварце других ассоциаций, гомогенизируется в интервале 210—440° С. Замеры величины давления варьируют в широких пределах и достигают 1000 мПа. Реликтовые растворы концентрированы, часто пересыщены хлоридами (до 40—50%).

В зонах второго типа развивались полиметаллические, золото-серебряно-полиметаллические, сурьмяно-ртутные и сурьмяные месторождения. Процессы минералообразования на этих месторождениях отчетливо стадийны, с постепенным снижением температур в пределах отдельных стадий и к заключительным периодам рудообразования. Температуры отложения полиметаллических руд обычно не превышают 300° С, на сурьмяных и сурьмяно-ртутных месторождениях они значительно ниже (180—255° С). Давление варьирует в пределах 2,5—20 мПа. Рудным телам свойствен высокий температурный градиент. На полиметаллических месторождениях он достигает 20—30° С на 100 м. Рудообразующие растворы по составу преимущественно гидрокарбонатно-калиево-натровые, часто с высоким содержанием сульфат-иона, магния и калия.

В зонах третьего типа формировались золото-серебряные, сурьмяно-ртутные, в меньшей мере полиметаллические месторождения. Для вмещающих пород характерна пропилитизация с интенсивными адуляризацией и гидрослюдизацией. Температура образования этих метасоматитов 150—200° С; внешние ореолы с существенно повышенной ролью аргиллизации низкотемпературны. Жилообразование происходило при низких и средних температурах: сурьмяных и сурьмяно-ртутных — 150—200° С; золото-серебряных — 250—320° С, полиметаллических — 150—200° С. Эти зоны отличаются исключительно низким температурным градиентом (на золото-серебряных месторождениях температурный градиент в пределах 300—400 м практически не фиксируется). Состав реликтовых растворов кремнекислотно-карбонатно-хлоридный. На всех этапах формирования золото-серебряных месторождений растворы содержали стандартный набор микрокомпонентов. Увеличение сульфатной составляющей и уменьшение роли калия характерны для поздних стадий рудоотложения. В продуктивные стадии возникает обшая минерализация растворов (на порядок выше фоновой).

Вулканогенные месторождения нередко имеют также наджилую зону аргиллизации с широко развитым метасоматическим каолинитом и алунитом и спорадической вкрапленностью киновари, антимонита, пирита, реже молибденита и халькопирита. Установлено, что ее развитие особенно характерно для стадий с ацидофильной тенденцией развития (арсенопиритовых, пиритовых, антимонитовых). Ее мощность даже в пределах месторождений одной формации варьирует в пределах от первых метров до 150—200 м. В большинстве случаев эта зона выходила на дневную поверхность. Температура минералообразования в зоне от 50 до 150—200° С (в рудоносных кварцевых прожилках).

Развитие растворов с низким рН, в которых в значительных количествах присутствует сульфат-ион, связано с конденсацией отделившейся на глубине газо-паровой фазы. Конечный результат гидротермальной деятельности — существенный привнос серы, сурьмы, ртути, а иногда также мышьяка, цинка, свинца, молибдена, кадмия и других металлов. Вместе с тем отмечается существенное перераспределение с частичным или почти полным выносом из отдельных участков месторождений натрия, кальция, магния, кремнезема. Устав реликтовых растворов в кварце антимонитсодержащих прожилков — гидрокарбонат-сульфатный. Среди катионов преобладают, в %: кальций (50—80), калий (до 10), натрий (до 10); иногда в значительных количествах присутствует магний (30—35). В зоне отмечаются скопления сурьмяных (антимонитовых) и ртутных (киноварных) руд, в большинстве случаев не имеющих промышленного значения.

Таким образом очевидно рудно-формационное родство вулканогенных месторождений. Близкий состав реликтовых растворов, а также особенности физико-химических условий формирования руд позволяют предположить, что родоначальные гидротермы вулканогенных месторождений имели сходный состав, специализированный на медь, молибден, свинец, цинк, золото, серебро. Что касается других элементов (олова, вольфрама, висмута), то их концентрации носят необязательный, обычно региональный характер.

Как видно из вышеприведенных данных о рудоносности вулканических поясов, в их пределах выделяются две группы рудных формаций: первая — развивается независимо от металлогенических особенностей основания (фундамента) вулканогенных поясов, вторая — отражает эти особенности и обнаруживает тесные связи с плутоногенными рудными формациями.

К первой группе на данном этапе ее изученности есть основания отнести медно-молибденовую, полиметаллическую (золото-полиметаллическую), золото-серебряную и сурьмяно-ртутную формации, обнаруживающие парагенетические связи с субвулканическими гидротермальными кварцитами и пропилитами. Перечисленные рудные формации представляют собой единый рудно-формационный ряд, связанный минералого-геохимическими особенностями и одновозрастными парагенетическими образованиями (метасоматиты, вулкано-плутонические ассоциации). Эти рудные формации характерны для самых различных районов континентальных вулканогенных поясов, т. е. являются для последних типоморфными.

Вторая группа формаций более разнообразна, специфична для каждого региона и носит гибридный характер. С одной стороны, рудные формации этой группы обнаруживают минералого-геохимическую и пространственно-временную связь с типоморфными вулканогенными месторождениями, с другой — они родственны плутоногенным месторождениям регионов. Так, в пределах внешних зон Охотско-Чукотского и Чилийско-Перуанского вулканогенных поясов широко развиты месторождения олово-серебряной фор-

мации, обнаруживающие пространственную и минералого-геохимическую связь с плутоногенными оловянными месторождениями (касситерит-кварцевой, касситерит-силикатной и касситерит-сульфидной формаций). В пределах вулканогенных поясов и зон, развивавшихся на эвгеосинклинальном основании, характеризующаяся группа представлена золото-теллурувыми, медно-порфирированными и другими рудными формациями, тесно связанными с плутоногенными формациями этих металлов. Естественно, что в различных регионах мира развиты разнообразные и сложные сочетания месторождений обеих групп. Эти сочетания можно использовать при выделении типовых рудных районов в пределах важнейших вулканогенных провинций.

ВОЗРАСТ И ЦИКЛЫ ВУЛКАНОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Вулканогенные месторождения формировались в тектонически активных областях Земли в докембрии, палеозое, мезозое и кайнозое. Докембрийские вулканогенные месторождения распространены в Канаде, Австралии, Прибайкалье, в областях обрамления Русской платформы и в других провинциях мира. Вулканогенные месторождения палеозойского возраста известны в Аппалачской и других металлогенических провинциях США, Австралии, Средней Азии, Казахстане, в ряде областей Тянь-Шаня, Юго-Восточной Азии и других регионов. Мезозойские месторождения рассматриваемого генетического типа известны на территории Канады, США, на Северо-Востоке СССР, в Приморье, Западном и Восточном Забайкалье, Восточной Монголии и др. Рудные вулканогенные месторождения кайнозойского возраста особенно широко развиты в различных районах Средиземноморского и Тихоокеанского планетарных тектонических поясов и в других областях активного проявления кайнозойского вулканизма. Значение вулканогенного оруденения неуклонно возрастало во времени.

Опыт изучения особенностей развития эндогенного оруденения в орогенных областях свидетельствует об определенной направленной смене во времени различных типов рудных месторождений, т. е. о цикличности оруденения. Рассмотрим эти закономерности на примере сводово-рифтовой области Восточного Забайкалья.

Период массового рудообразования в этом регионе охватывает время от J_2 до K_1 включительно. В этот период происходили орогенная перестройка региона и формирование сводово-глыбовых структур. Сопоставление седиментационных и магматических циклов позволяет выделить здесь две стадии орогенного развития — средне-позднеюрскую и раннемеловую [19]. В каждой стадии установлена направленная смена во времени типов оруденения.

Благодаря массовым геохронологическим определениям и анализу геологических соотношений удалось выявить здесь ряд этапов эндогенного оруденения (О. П. Полякова, И. Н. Томсон, 1974 г.). На ранней стадии орогенного развития в первый этап рудообразования возникли молибден-порфирированные и другие место-

рождения. Их возраст 165 млн. лет (Жирекенское месторождение и др.). Месторождения этого типа ассоциируют со среднеюрскими интрузивами шахтаминского комплекса и жерловыми телами кварцевых порфиров. Во второй и третий этапы рудообразования возникли полиметаллические месторождения с абсолютным возрастом 147 ± 5 млн. лет (Каданское месторождение и др.) и 135 ± 5 млн. лет (Кличкинское месторождение и месторождения Александровской группы). Месторождения второго этапа ассоциируют с порфировыми малыми интрузивами, с лампрофирами и субвулканическими телами санидиновых порфиров. Месторождения третьего этапа наиболее близки по возрасту к миндалекаменным трахиандезитам (128 ± 7 млн. лет; 127 ± 6 млн. лет) и дайкам диоритовых порфиритов (126 млн. лет). В четвертый этап образовались небольшие баритовые, сурьмяные и другие месторождения, не обнаруживающие связи с магматическими телами.

Поздняя стадия орогенного развития сопровождается другой группой рудных формаций, также образованных в несколько последовательных этапов рудообразования. В ранний этап рудообразования (130 млн. лет) возникли кварц-касситерит-вольфрамитовые месторождения, ассоциирующие с телами гранитов кукульбейского комплекса. Во второй и третий этапы последовательно образовались флюоритовые и флюорит-редкометалльные месторождения с абсолютным возрастом 120 и 112 млн. лет, ассоциированные с базальтами. Поздний этап, как и в первом цикле, объединяет формации, не обнаруживающие связи с магматическими образованиями. В данном случае эти формации представлены киноварь-антимонит-ферберитовой и кварц-антимонитовой.

Таким образом, устанавливаются два направленных цикла рудообразования, связанные с двумя стадиями орогенеза. На примере Восточного Забайкалья для раннего цикла характерна последовательная смена кварцеворудных формаций, ассоциирующих с интрузивами и субвулканическими телами, полисульфидными, ассоциирующими с субвулканическими телами и малыми интрузивами. В заключительный этап образуются амагматические баритовые, сурьмяные и другие месторождения. Следующий цикл рудообразования также начинался с формирования плутогенных месторождений кварцевой формации, а затем вулканогенных и, наконец, амагматических.

Обращают на себя внимание sdвоенные этапы образования полиметаллических месторождений в первом цикле и флюоритовых — во втором. Эти группы рудных формаций теснее других ассоциируют с вулканизмом. Первый из рассмотренных циклов соответствует образованию локальных сводов (первая стадия орогенеза) и объединяет в основном полисульфидные формации, а второй проявляется в период развития Восточно-Забайкальского мегасвода (вторая стадия орогенеза).

Для сравнения рассмотрим также направленную смену этапов и типов оруденения в пределах окраинноматерикового Восточно-Сихотэалинского пояса. В ранний этап рудообразования здесь

возникли грейзеновые и кварц-касситеритовые (74 млн. лет) проявления, связанные с верхнемеловыми гранитами (месторождение Дальнее; Р. М. Константинов, 1973 г.). К этому же этапу относится серицит-молибденитовая минерализация (молибден-порфировая), вскрытая на глубоких горизонтах оловорудных месторождений (Высокогорское, Дубровское, 80 млн. лет). Второму и третьему главным этапам рудообразования, проявившимся в эоцене, соответствуют сближенные во времени формирования касситерит-сульфидные и касситерит-силикатные (хлоритовый тип) месторождения. Они ассоциируют с дайками фельзитов и диоритовых порфиров (46 млн. лет). От минерализации раннего этапа они также отделены дайками диоритовых порфиров (65 млн. лет) и фельзитов (54 млн. лет). В заключительный, четвертый этап рудообразования произошло формирование кварц-киноварной минерализации.

Таким образом, сихотэалинский цикл рудообразования весьма близок к забайкальскому по смене плутоногенного типа оруденения вулканогенным или ассоциирующим с малыми интрузиями. Обращает на себя внимание также повторяемость оловянного оруденения в середине цикла.

В некоторых случаях цикл оруденения коррелируется с гомодромным вулканическим. Так, например, в пределах Бянка-Штявницкого и Кремницкого вулканогенных рудных узлов Центральной Словакии торгон-сарматский этап характеризуется формированием эффузивных и пирокластических толщ преимущественно андезитового состава и субвулканических тел пироксен-амфиболовых диоритовых порфиров. Эти проявления магматизма сопровождались формированием полиметаллического медно-свинцово-цинкового оруденения. Второй этап оруденения связан с риолитовым вулканизмом и представлен месторождениями золото-серебряной формации. Третий этап (плиоценовый) — образование сурьмяных и ртутных месторождений. В пределах рудных центров последовательные разноэтапные рудные образования располагаются зонально. Рудные образования раннего этапа размещаются в центральных областях куполовидных рудоконтролирующих структур, а позднего — по их периферии.

Сходный цикл рудообразования намечается в пределах неогеновой вулканической области Армении. В первый этап (20—25 млн. лет) здесь произошло формирование многочисленных медно-молибденовых месторождений порфирирового типа (Каджаран, Агарак, Дастакерт, Анкаван и др.), связанных с интрузиями монцонитов и гранодиоритов. Второй этап завершился проявлением полиметаллических месторождений, которые ассоциированы во времени с вулканитами преимущественно андезитового состава. Возраст месторождений этого этапа, по данным Э. П. Плотникова, 16 млн. лет. Третий этап представлен сложным набором эпитермальных месторождений сурьмы (с As), мышьяковых месторождений ретальгар-аурипигментовой формации, ртутных и других, абсолютный возраст которых не превышает 8—10 млн. лет.

Характерной чертой циклов рудообразования в вулканических областях является повторяемость некоторых рудных формаций в последовательные этапы рудообразования.

Отмечая общие закономерности направлений эволюции рудообразования в вулканических областях, следует подчеркнуть синхронное проявление некоторых этапов вулканогенного рудообразования в глобальном масштабе, наиболее ярко выраженное в неогене. По данным В. Е. Хаина и др. (1979 г.), устанавливаются следующие синхронные фазы вулканизма (в млн. лет): 1) раннемиоценовая — в Северных Кордильерах (22—17,5), в Центральной Америке (20—15), в Центральных Андах (21,7—16,1), в Южной Кении (23—18), в Альпийском поясе (22—15,5), в Восточной Австралии (21,8—20); 2) среднемиоценовая — плато Колумбия (16—13). По данным И. П. Кеннета и др. (1977 г.), в Тихоокеанском поясе установлены четыре значительные пульсации вулканической деятельности в пределах временных интервалов 16—14, 11—8, 6—3 и 2—0 млн. лет. Эти короткие пульсации разделены сходными по длительности периодами относительного покоя [47]. С этими выводами совпадают данные Н. С. Бэркера и П. В. Фрэнциса (1978 г.) о двух импульсах вулканической активности в Центральных Андах (12—8 и 6—3 млн. лет). Сходные сведения имеются и по вулканитам Карпато-Балканского региона и др.

С импульсами вулканизма ассоциирует и оруденение. Однако имеющиеся данные позволяют выделять более широкие возрастные рамки неогенового рудообразования: для среднемиоценового этапа 18—12 млн. лет и для плиоценового 8—3 млн. лет. Эти возрастные рамки характерны в целом для всех областей проявления неогенового рудообразования. В отдельных же рудных областях и районах этапы неогенового рудообразования охватывали, вероятно, гораздо более узкие временные интервалы.

Каждый этап характеризуется формированием определенной группы рудных формаций. Для среднемиоценового этапа наиболее типична свинцово-цинковая формация; кроме того, в этот этап в различных провинциях формировались медные и молибденовые месторождения медно-порфировой и медно-молибденовой формаций, а также золото-серебряные месторождения. Месторождения порфирировых формаций проявились в тех же провинциях, где наряду с вулканогенными покровными телами развиты субвулканические тела порфирировых пород (гранодиорит-порфиры, монцитит-порфиры и др.), а золото-серебряные формации — в районах, где вулканизм, синхронный оруденению, развивался ангидромно (от липаритов или риолитов к андезитах, андезито-базальтам и базальтам). В отличие от первого второй этап глобального рудообразования ознаменовался формированием комплекса эпитермальных месторождений, главным образом ртути, мышьяка, сурьмы, а также флюорита, урана, барита, золото-серебряных, золота (с теллуrom) и др.

В районах гомодромного развития магматизма, где в ранний период рудообразования формировались месторождения медно-мо-

либденовые (порфировая формация) и свинцово-цинковые (с медью, серебром и другими металлами), поздними формациями плиоценового возраста в основном являются золото-серебряная, ртутная, мышьяковая (реальгар-аурипигментовая), флюоритовая и др.

В районах антидромного развития вулканитов, где ранний этап представлен месторождениями золото-серебряной формации, в плиоцене формировались месторождения ртути, флюорита, барита (Румыния, Мексика и др.), а иногда, как, например, в ряде рудных районов шт. Невада (США), отмечается повторное проявление той же золото-серебряной формации. В последнем случае более молодые золото-серебряные месторождения в минералого-геохимическом отношении несколько своеобразны: в них нередко заметно повышена величина отношения серебра к золоту.

Известны регионы, в которых двукратному образованию золото-серебряных месторождений в неогене предшествует развитие тех же месторождений в олигоцене — эоцене. Такое многократное образование золото-серебряных месторождений отмечено, в частности, в штатах Юта и Невада (США). По данным И. Стюарта и В. Мура (I. H. Stewart a. o., 1977 г.), золото-серебряные месторождения этих штатов имеют возраст 40—30, 30—20 и 20—10 млн. лет.

Таким образом, наряду с ярко выраженной в большинстве случаев направленной эволюцией рудообразования в отдельных регионах проявляется повторное образование сходных месторождений тех же формаций, закономерно появляющихся на новых этапах эндогенного рудообразования, связанного с вулканизмом.

Глава 9. НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ В РАЗМЕЩЕНИИ РУДНЫХ РАЙОНОВ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБЛАСТЕЙ

МЕДНО-ПОРФИРОВЫЕ РУДНЫЕ РАЙОНЫ

Медно-порфировая минерализация очень широко распространена в вулканических поясах. Так, в пределах вулканического пояса Анд прослеживается весьма протяженная металлогеническая зона медно-порфировых месторождений. В окраинноматериковых поясах и сводообразных вулканических щитах медно-порфировая минерализация также нередко образует крупные месторождения. Различным аспектам медно-порфирового оруденения посвящена обширная литература. Недавно вышла из печати обобщающая работа И. Г. Павловой (1978 г.), в которой подробно изложена геология этих месторождений. Поэтому здесь мы отметим лишь одну важную закономерность размещения медно-порфировых рудных районов в окраинноматериковых вулканических поясах и сводообразных вулканических щитах.

По нашему мнению, появление медно-порфирового оруденения в таких вулканических областях связано с их пересечением специализированными металлогеническими поясами. Специализированные медно-порфировые и золото-кварцевые пояса, пересекая в поперечном направлении вулканогены, как бы прерывают пояса обычной для них минерализации — полиметаллической, серебряной и оловянной. На смену этим типам оруденения появляется медная и золоторудная минерализация. Один из таких поперечных поясов северо-восточного простирания прослеживается через

северную часть Мексики и юго-запад США. С ним связаны поперечное воздымание, появление значительно большего числа интрузивных тел, прерывание основного серебро-полиметаллического пояса Мексики.

ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНЫЕ РУДНЫЕ РАЙОНЫ

Рудные районы с золото-серебряным оруденением являются типоморфными для континентальных вулканических поясов. Наиболее часто они встречаются в окраинноматериковых вулканических поясах, а также в сводообразных вулканических щитах и рифтогенных областях. Этот тип оруденения широко проявлен как в «натриевых» золотоносных, так и в «калиевых» оловоносных магматических провинциях. Однако в большинстве случаев оруденение обнаруживает пространственно-временные (парагенетические) связи с эффузивами и субвулканическими образованиями контрастного состава (кислый игнимбит — базальт).

Связи интрузивной (плутоногенной) металлогении с золото-серебряным оруденением выражаются в преимущественном развитии тех или иных минеральных типов рудных формаций, например существенно серебряных — в оловоносных провинциях, существенно золотых — в медно-порфировых и др. Сопутствующие оруденению метасоматиты характеризуются исключительно крупными масштабами проявления и не могут быть отнесены к производным каких-то конкретных интрузий. Вместе с тем их состав и строение подобны гидротермально измененным породам районов современного вулканизма. Структурно-морфологические особенности месторождений отчетливо подчинены элементам вулканоструктур. Характерные ритмично-пластинчатые и агатовидные текстуры руд сходны с текстурами образований, заполняющих миндалины в эффузивных породах.

Минеральные ассоциации месторождений регионально выдержаны, разнотемпературны и имеют отчетливую минералого-геохимическую связь со всеми вулканогенными рудными формациями, в том числе и высокотемпературными. Эти последние обстоятельства, равно как и все перечисленные выше признаки, позволяют утверждать, что положение золото-серебряных месторождений в линдгреновских классификациях (класс эпитермальных месторождений) неправомерно. В частности, многие месторождения так называемого ксенотермального класса обнаруживают теснейшую рудно-формационную связь с золото-серебряным оруденением. Вместе с тем из перечисленных выше признаков следует, что мнение Г. Шнейдерхена и его последователей о генетической связи золото-серебряного оруденения с субвулканическими интрузиями также неприемлемо. Наши исследования показали, что к гипабиссальным и субвулканическим интрузиям приурочены золотые и золото-теллуридные рудопоявления, представляющие самостоятельные рудные формации. Их связи с золото-серебряной формацией неповсеместные, необязательные и скорее только пространственные.

В. Линдгрэн и его последователи определили, что эти месторождения формировались в близповерхностных условиях в температурном интервале 50—200° С. Однако уже Г. Шнейдерхен (1958 г.) на основе анализа минеральных парагенезисов пришел к выводу, что в золото-серебряных месторождениях рудоотложение началось в среднетемпературных условиях (300° С). Позднее это было подтверждено минералого-термометрическими исследованиями, проведенными на Балейском (Л. Л. Ляхов, 1968 г.), ряде румынских (М. Вогос, 1966 г., 1968 г.) и других месторождениях. Наши исследования (А. А. Сидоров, 1966 г.) показали, что на золото-серебряных месторождениях Северо-Востока СССР минералообразование, в том числе и отложение продуктивных ассоциаций, происходило в некоторых случаях даже в высокотемпературных условиях (400° С).

Месторождения золото-серебряной рудной формации развиты особенно широко в кайнозойских и мезозойских областях: встре-

чаются они и в палеозойских провинциях. В последние годы исследователями отмечена возможность формирования золото-серебряных месторождений и в позднем докембрии в связи с развитием континентальных базальт-андезитовых вулканогенных образований (J. I. Warthinytan, T. A. Kiff, 1970 г., В. М. Чайка, 1970 г.; А. А. Бухаров, С. П. Обухов, 1976 г.). Однако докембрийские вулканогенные рудопроявления существенно отличаются от месторождений золото-серебряной формации и по характеру минеральных ассоциаций более родственны золото-теллуридной.

Крупнейшие золото-серебряные мезозойские и мезо-кайнозойские провинции приурочены к системе окраинно-материковых поясов Восточной Азии, в которых широко развиты месторождения не только золото-серебряной, но и других вулканогенных рудных формаций. Важнейшая металлогеническая особенность поясов — широкое развитие вулканогенной группы рудных формаций и редуцированное проявление плутоногенной группы. Вместе с тем на металлогению вулканогенных поясов влияют и примыкающие геосинклинальные области.

Тектоническое положение рудоконтролирующих структур весьма разнообразно и зависит от структуры основания вулканогенных поясов: они развиваются как на сочленении, так и по периферии областей мезозойской и кайнозойской складчатости. Поскольку формирование восточно-азиатских вулканических поясов связано с крупными флексурами зоны сочленения земной коры различного типа, именно здесь возникают структуры растяжения, контролирующее положение локальных рудоносных площадей — рудных районов, узлов и полей. Они оказываются приуроченными к участкам пересечения морфологически выдержанных разломов (типа сбросов) скрытыми поперечными дислокациями. По нашим представлениям, скрытые разломы представлены глубинными, в том числе погребенными под эффузивными толщами, зонами трещиноватости. В некоторых случаях они сходны с рудоконтролирующими структурами, выделенными И. Н. Томсоном, М. А. Фаворской (1970 г.). Месторождения часто приурочены к периферическим частям отрицательных (кальдерообразных) вулканоструктур, к субвулканическим куполам, дайкам и неккам корневых зон вулканов.

Магматические особенности рудоконтролирующих структур отличаются эксплозивным вулканизмом, предшествующим оруденению, сочетаются с предрудными, внутрирудными и послерудными дайками и субвулканическими телами андезито-базальтов, долеритов, трахиандезитов и трахибазальтов. Данные по химизму магматических образований, связанных в пространственном и возрастном отношении с золото-серебряным оруденением, довольно разноречивы. Оруденение развивается как в районах с магматическими сериями калиевого, так и натрового рядов. Вместе с тем можно определенно говорить о сравнительно более высокой калиеносности магматических образований рудных районов. Наши наблюдения показывают, что эта повышенная калиеносность пород

связана с ортоклазовыми, биотит-ортоклазовыми и гематит-ортоклазовыми метасоматитами магматической стадии (раннещелочной стадии Д. С. Коржинского). Определенной спецификой в характере магматизма, типах оруденения и условиях его размещения обладают сводообразные вулканические щиты, которые возникли в условиях тектоно-магматической активизации континентальных кратонов. К их числу можно отнести область активизации Северо-Американской платформы в Скалистых горах, а также область Трансильванского свода.

На основании анализа мощностей фанерозойских толщ в северо-американских Кордильерах Эд. Уиссер (1964 г.) пришел к выводу, что большинство золото-серебряных месторождений приурочено к районам длительных и устойчивых поднятий, формировавшихся с палеозоя до миоцен-плиоцена включительно. Образование поднятий и формирование Северо-Американского вулканогенного пояса связывается, таким образом, с общим воздыманием Кордильер и образованием мегасвода. Рудоконтролирующая и рудовмещающая роль отводится главным образом радиальным и кольцевым трещинам, формирующимся в связи с купольными поднятиями. В пределах Трансильванского вулканического свода, по мнению Т. П. Гитулеску и М. Боркош (1971 г.), золото-серебряное оруденение причинно связано с общим воздыманием территории, которое сопровождалось образованием трещин растяжения, континентальным вулканизмом, падением давления в магматических очагах и выделением газовой фазы.

Большинство исследователей подчеркивают связь оруденения с длительно развивавшимся андезитовым вулканизмом. Однако при этом отмечается локальное развитие риолитового вулканизма в пределах рудных полей. Хорошо видна общая антидромная последовательность в развитии вулканогенных зон Трансильвании (С. Д. Шер, 1974 г.). Аналогичные соотношения продуктов андезитового и риолитового вулканизма наблюдаются в золото-серебряносных районах Родопского срединного массива и Центральной Словакии (Кремница, Бянска-Штявница, Телкибанья).

СЕРЕБРЯНЫЕ РУДНЫЕ РАЙОНЫ

Серебро — широко распространенный элемент рудных месторождений вулканических поясов. Особенно обогащены серебром месторождения кайнозойских вулканических поясов побережья Северной и Южной Америки, что позволило в прошлом П. Спурру выделить здесь так называемую серебряную линию. Серебряные рудные районы встречаются в окраинноматериковых вулканических поясах и щитах и свойственны для секущего неовулканического пояса Мексики, который контролируется валобразным поднятием.

Серебро характерно для вулканических рудных районов нескольких типов: полиметаллических, оловорудных, золоторудных и собственно серебряных. Последние включают районы жильной

и стратиформной минерализации. Вулканогенные сереброносные месторождения, залегающие в эффузивах, представлены кварц-сульфидными жилами, а в карбонатных породах фундамента — как жилами, так и метасоматическими залежами пластообразной, линзовидной, трубчатой и другой формы. Серебро в таких месторождениях в основном находится в виде изоморфной примеси в галенитах и блеклых рудах и лишь в незначительном количестве в виде сульфидов серебра — пираргирита, прустита и др., иногда в виде тончайших выделений самородного серебра (месторождения Тинтик Стандарт в шт. Юта США, Санта-Евлалия, Парраль-Санта-Барбара в Мексике, Слокан в Канаде и многие другие).

Известны месторождения вулканических поясов, в которых серебро тесно ассоциирует с оловом и является одним из основных компонентов. К их числу принадлежат месторождения южной части Боливийского оловорудного пояса (Оуро, Потоси и др.). Это сереброносные касситерит-сульфидные месторождения с обильными сульфосолями и сульфостаннатами. Серебросодержащие минералы здесь — пираргирит, андорит, матильдит, тетраэдрит и фрейбергит. В Оуро, например, с фрейбергитом связано до 14% всего серебра, имеющегося в рудах.

Для месторождений этого типа характерны жилы, жильные системы и минерализованные тела взрывных брекчий. Месторождения тесно связаны с субвулканическими телами латитов и риодацитов миоценового — плиоценового возраста. Локализуясь непосредственно в жерлах вулканов, жильные системы иногда образуют сходящиеся на глубине пучки. Жильные системы, а иногда и отдельные жилы имеют значительную протяженность по простиранию. Известны жилы, протягивающиеся по простиранию на 1,5—2 км и более. Такие жилы по вертикали прослежены на 700 м и более.

В резко подчиненных количествах и в качестве элемента-примеси серебро отмечается в ртутных и сурьмяных месторождениях вулканических поясов. В качестве второстепенного, но весьма важного компонента серебро встречается в некоторых медно-порфировых районах, например в районе Бингем в шт. Юта (США). Причем в Бингэме наблюдается отчетливая горизонтальная зональность в размещении эндогенных руд разных типов. В центре месторождения находится шток монцонитовых порфиров Юта-Копер с медно-порфировым оруденением. Вокруг штока развиты метаморфизованные кварциты и известняки. В этих породах на контакте с интрузивами располагаются медные контактово-метасоматические руды, далее к периферии рудного поля — свинцово-цинковые руды, которые окружены зоной развития кварц-серебряных руд. Серебросодержащими минералами в этих рудах являются галенит и тетраэдрит. Кроме того, руды содержат пирит, сфалерит и халькопирит.

Наконец, большую и важную в промышленном отношении группу составляют месторождения собственно серебряной формации. К ним принадлежат месторождения Гуанохуато, Пачука и др. в

Мексике, Тейлор в США, месторождения южной части Боливийского оловянного пояса, Аргуэрос и Родайто в Чили и многие другие. Все месторождения этой формации имеют жильную форму рудных тел. Отдельные жилы простираются на расстояние до 1,5—2 км и более, а жильные системы — до 3,5—9 км. На глубину жилы прослежены до 1500 м (жилы Вета-Мадра, Ла-Луц и Сьерра в Гуанохуато, система жил в Реаль-дель-Монте и др.).

Месторождения серебряной формации имеют плиоценовый возраст и обнаруживают тесную связь с субвулканическими телами. Эти месторождения являются типоморфными для Трансмексиканского неовулканического пояса и для области развития плиоценовых вулканитов на западе США. Рудные жилы здесь сложены кварцем и марганецсодержащими минералами. Серебро сконцентрировано главным образом в пираргирите, аргентите и в меньших количествах в разнообразных сульфосолях: полибазите, штроейерите, стефаните, штернбергите и др. Развито также и самородное серебро. Некоторые из месторождений содержат в качестве примесей ртуть, сурьму и селен. Постоянный компонент серебряных месторождений — золото. Соотношение золота и серебра в месторождениях серебряной формации колеблется в пределах от 1 : 40, 1 : 75, 1 : 100 и до 1 : 200. Для некоторых из них соотношение золота к серебру 1 : 200 является наиболее устойчивым (рудный узел Пачука).

Месторождения серебряной формации отличаются от золото-серебряных сопровождающими их гидротермальными метасоматитами, текстурами кварцевых жил и др. Если с первыми связана интенсивная хлоритизация, то вторые сопровождаются аргиллитами, гидрослюдистыми метасоматитами. Наиболее характерные текстуры золото-серебряных жил пластинчатые, фестончатые, полосчатые. Сереброносные жилы часто грубополосчатые, и в них чередуются полосы зернистого и шестоватого кварца.

В вулканогенной серебряной формации выделяется особый минеральный тип месторождений, в котором серебро представлено в основном первичносамородными выделениями. Представителями этого минерального типа серебряной формации являются месторождения Аргуэрос и Родайто в Чили, отдельные жилы Гуанохуато в Мексике и некоторые жильные тела округа Репаблик в США.

В тесной ассоциации с самородным серебром кроме обычных жильных минералов серебряных месторождений — кварца, кальцита, марганецсодержащих минералов, барита и флюорита — постоянно присутствуют цеолиты: ломонтит, стильбит, филлипсит и др. В значительных количествах цеолиты в ассоциации с самородным серебром распространены и в других месторождениях серебра, локализованных как в пределах вулканических поясов (месторождение Андреасберг в ФРГ), так и за их пределами (месторождение Конгреасберг в Норвегии). Чаше других цеолитов в месторождениях самородного серебра встречается ломонтит.

Все гидротермальные месторождения серебра тесно связаны в своем размещении с орогенными структурами вулканических поясов. Они располагаются по периферии кальдер, у подножия купольных структур и нередко локализуются в неках или вблизи неких палеовулканов.

Все большее значение приобретают крупные стратиформные месторождения серебра. Примером таких месторождений служит месторождение Ватерлоо в Калифорнии. Это месторождение представлено сереброносными озерными отложениями миоценового возраста, которые в основании разреза содержат тонкораспыленное, включенное в кремнезем, серебро, а также барит и пирит. Рудоносный горизонт раздроблен, брекчирован, и часть серебра в нем переотложена в виде кераргирита и эмболита, заполнивших трещины в породе. Руды месторождения содержат 60—95 г/т Ag, а запасы его составляют 1750—2000 т.

Другим примером месторождений серебра стратиформного типа в США является Сильвер-Риф в шт. Юта. По данным Р. Фишера (1946 г.), серебросодержащие песчаники триаса принадлежат формации Чинл. Мощность песчаников, содержащих отдельные прослойки глинистых сланцев, более 300 м. Рудоносны в Сильвер-Риф два массивных пласта песчаников, слагающих северо-западное крыло антиклинали, погружающейся на северо-восток. Мощности пластов 15—24 м. В каждом из них выделяются отдельные обогащенные серебром горизонты. В пределах таких горизонтов в песчаниках наблюдаются обособления глинистого материала и силифицированные растительные остатки. В тех и других образованиях иногда фиксируется значительное содержание серебра.

Минералогия руд проста, но при этом отчетливо выделяются два различных по составу подтипа руд. В одном из них, расположенном выше уровня грунтовых вод, серебро встречается в виде кераргирита с тем или иным количеством карбонатов и карнотита. В другом, распространенном ниже уровня грунтовых вод, серебро представлено в основном сульфидами, главным образом пираргиритом, а также медь- и серебросодержащим пиритом, в ассоциации с которыми местами отмечаются небольшие количества самородного серебра. В качестве значительной примеси в рудах встречается селен.

В настоящее время месторождение Сильвер-Риф в значительной степени отработано. В районе Сильвер-Риф, к юго-западу от него, а также в 120 км на северо-восток, на весьма значительной территории, известны и другие проявления серебряной минерализации в песчаниках. Они подобны Сильвер-Рифу, но по данным опробования содержание серебра в них в большинстве случаев ниже, чем в Сильвер-Рифе.

Стратиформное месторождение подобного типа недавно открыто в Мексике. Оно получило название Реаль-Анхелес. Месторождение расположено в верхнемеловых песчаниках и алевритах, содержащих вкрапленные и прожилковые руды с сереброносным гале-

нитом, сфалеритом, халькопиритом и тетраэдритом. Среди минерализованных таким образом пород, занимающих площадь 300×300 м и имеющих пластовый характер, наблюдаются небольшие рудные прожилки и жилы. Среднее содержание серебра в рудах 77,7 г/т, свинца — 1% и цинка — 1%. На глубине штокверк сменяется колчеданными рудами.

Тонковкрапленные серебряные руды в вулканических кластических образованиях (в риолитовых и андезитовых туфах и туфобрекчиях), а также в вулканогенно-осадочных образованиях открыты в США. По данным Н. Уотсона (1977 г.) и А. Д. Щеглова (1978 г.), они обнаружены в штатах Невада, Колорадо и Айдахо. В шт. Колорадо на месторождении Крид обнаружена серебряная минерализация в толще верхнеолигоценых туфов, речных и озерных отложений. Большая по масштабности проявления, но с низким содержанием серебра тонковкрапленная минерализация в риолитовых и андезитовых потоках обнаружена на месторождении Деламар в шт. Айдахо и на месторождении Раунс-Маунтин в шт. Колорадо. В Раунс-Маунтин минерализованы олигоценовые риолиты. Содержание серебра в них 62—93 г/т. Основной носитель серебра в этих образованиях галенит. В ассоциации с ним находятся барит и флюорит. На месторождении Деламар рассеянная серебряная минерализация связана с развитием в породах науманита.

Таким образом, несмотря на большое разнообразие типов серебряных месторождений вулканических континентальных поясов, общими для них являются: тесная связь с вулканическими процессами, ярко выраженная приуроченность к структурам вулканического происхождения, своеобразный окolorудный метасоматоз вмещающих пород, специфические особенности состава руд и их закономерное размещение относительно других гидротермальных образований, что в совокупности дает основание выделять эти месторождения в качестве самостоятельной рудной формации вулканогенных месторождений, образующих обособленные рудные районы.

ОЛОВОРУДНЫЕ РАЙОНЫ

Оловорудные районы особенно широко развиты в вулканических поясах Тихоокеанского обрамления. Здесь мы встречаем большое разнообразие состава месторождений, условий локализации оловорудных районов. Достаточно широко варьирует и возраст оруденения от позднепалеозойского (Австралия) до мелового (Северо-Восток СССР), палеогенового (Приморье) и неогенового (Анды). С другой стороны, все они формировались в континентальных условиях в периоды орогенной перестройки регионов. Ведущее значение в определении позиции оловорудных районов имеют новообразованные орогенные структуры от вулканических кальдер до купольных (сводовых) поднятий.

Тяготение оловорудных районов к площадям относительных поднятий ощущается и в региональном плане. Многие из них расположены в выступах толщ основания вулканических поясов и в перивулканических зонах, расположенных в тыловой зоне этих поясов.

Среди общих закономерностей, которые определяют позицию оловорудных районов следует отметить их приуроченность к подвижным поясам мощной сиалической континентальной коры (М. И. Ицкисон, Л. И. Красный, В. Т. Матвеевко, 1969 г.; Д. В. Рундквист и др., 1971 г.; М. И. Ицкисон, 1975 г.) с широким развитием калиевого магматизма кислого состава.

В оловорудных металлогенических поясах выделяются рудные зоны с преобладанием месторождений касситерит-кварцевой, касситерит-силикатной или касситерит-сульфидной формаций. Металлогенические провинции, в которых равное практическое значение имели бы месторождения олова указанных групп, крайне редки.

Работами ряда исследователей и прежде всего Д. В. Рундквиста и др. (1971 г.) установлено, что оловорудные провинции с месторождениями касситерит-кварцевой (т. е. грейзеновой) формации, как и вообще грейзеновые месторождения, приурочены к участкам земной коры, претерпевшим длительное воздымание в период, предшествующий оруденению, и отличающимся относительно близостью к земной поверхности пород кристаллического фундамента. В тех частях вулканических поясов, которые наложены на терригенные складчатые области, главную роль играют месторождения олова касситерит-силикатной и касситерит-сульфидной формаций. Только в вулканических поясах встречаются месторождения олова риолитовой формации или формации «деревянистого» олова.

Главной особенностью рассматриваемых оловорудных районов является тесная пространственная и временная связь оруденения в них с субвулканическими магматическими образованиями: штоками, дайками, жерлами, брекчиевыми трубками кислых пород, которые отличаются повышенной калиевой щелочностью. Месторождения, близкие по возрасту к вулканитам, но ассоциирующие с гранитондами, образовавшиеся в приподнятых блоках и вдали от вулканических полей (обычно в центральных частях сводов), по нашему мнению, не имеют прямой связи с вулканическими поясами и в работе не рассматриваются.

Наши исследования (Г. А. Тананаева, И. Н. Томсон, 1973 г.; Г. А. Тананаева, 1976 г.) показали, что вулканогенные оловорудные месторождения обладают рядом характерных особенностей минерального состава. Так, в составе кварц-касситеритовой и касситерит-силикатно-сульфидной формаций можно выделить минеральные типы, присущие только месторождениям этой группы. В первой из них такими минеральными типами являются биотит-циннвальдитовый и топазовый, во второй — касситерит-турмалин-

сульфидно-сульфосольный и касситерит-хлоритовый (часто с сульфидами свинца и цинка).

Из сопутствующих месторождений других металлов в оловорудных районах вулканических поясов наиболее распространены полиметаллические, медно-полиметаллические, медные, серебро-полиметаллические, сурьмяно-полиметаллические (с джемсонитом) и сурьмяные (как джемсонитовые, так и антимонитовые), значительно реже ртутные и золоторудные. Все они развиваются по периферии оловорудных районов.

Выделяя типы оловорудных районов, мы опирались на их следующие главные признаки: 1) формационную принадлежность оловорудных месторождений, преобладающих на их площади; 2) зональность в размещении на площади рудного района оловорудных и других проявлений; 3) структурную зональность в размещении оловорудных проявлений; 4) структурную позицию рудного района.

Из перечисленных четырех признаков главными являются первый и четвертый. На основании обобщения опубликованных литературных данных и материалов личных исследований нами выделяются семь типов рудных районов, вулканических поясов (см. таблицу).

Из таблицы видно, что одна группа оловорудных районов приурочена к инверсированным вулканогенным прогибам, в которых проявлены различные типы оруденения: грейзеновый в случае их наложения на срединные массивы, древние платформы или геантиклинальные поднятия и промежуточный грейзеновый с наложенным касситерит-силикатным или касситерит-сульфидным оруденением при наложении вулканогенных прогибов на складчатые области. В обрамлении кальдер, в породах фундамента, размещаются рудные районы с касситерит-хлоритовым оруденением — Гербертон в Северном Квинсленде, Янтарный в Приморье и др.

Вторая группа оловорудных районов контролируется локальными сводами и куполами без видимой связи с вулканическими депрессиями и кальдерами, расположенными на некотором удалении от них. Со структурами такого рода связаны районы с оруденением различных типов. Характерная их особенность — четкая приуроченность основных месторождений к субвулканическим, обычно грибообразным штокам кислых пород.

ЖЕЛЕЗОРУДНЫЕ РАЙОНЫ

Железорудные районы вулканогенного типа пока неизвестны в мезо-кайнозойских поясах СССР. Однако в них сосредоточена большая часть минеральных ресурсов железа Мексики. Хотя вулканогенные месторождения железа этого типа относительно невелики по масштабам, они интересны тем, что представляют собой комплексные объекты, несущие руды не только железа, но и апатита, урана и других полезных ископаемых. Интересны они и генетически, так как представляют собой промежуточный тип меж-

Основные типы и характеристика оловорудных районов континентальных вулканических поясов (КВП)

Типы рудных районов	Оловорудные формации	Структурная позиция рудного района в пределах КВП	Сопутствующий магматизм
Оловоносных грейзенов в сводовых поднятиях	С месторождениями касситеритсодержащих грейзенов с литиево-железистыми слюдами касситерит-кварцевой формации	Наложённые вулканогенные прогибы, осложняющие сводовые поднятия; обычен значительный возрастной отрыв оруденения от консолидации складчатых структур	Многофазные, иногда кольцевые вулканоплутонические магматические комплексы с вулканитами в составе ранних фаз
Оловоносных даек кислых пород в сводовых поднятиях	С комплексным оруденением типа касситеритсодержащих грейзенов (касситерит-кварцевая формация) и касситерит-хлоритового типа касситерит-силикатно-сульфидной формации	Куполовидные поднятия по периферии сводов или в обрамлении их ядер, часто по периферии вулканических кальдер	Радиальные дайки или штоки кварцевых порфиров. Более поздние или внутрирудные дайки среднего и основного состава
Касситерит-силикатных трубок близ вулканических кальдер	С преобладанием оруденения хлоритового типа касситерит-силикатно-сульфидной формации, иногда в сочетании с турмалиновым типом той же формации	Обрамление кальдер, осложняющих локальные своды, реже краевые части кальдер	Дайки и штоки кварцевых порфиров, редко лампрофиров

Типы рудных районов	Оловорудные формации	Структурная позиция рудного района в пределах КВП	Сопутствующий магматизм
Касситерит-силикатных жил в купольных поднятиях по периферии вулканических грабенов	С оруденением касситерит-турмалин-сульфидно-сульфосольного типа касситерит-силикатно-сульфидной формации	Купольные поднятия по периферии вулканических грабенов	Субвулканические штоки и дайки кварцевых порфиров, латитов
Касситерит-сульфидных жил в купольных поднятиях	С оруденением касситерит-пирротин-галенит-сфалеритового минерального типа касситерит-сульфидной формации	Купольные поднятия, иногда вблизи вулканических кальдер и депрессий	Штоки и дайки кварцевых порфиров, иногда послерудные и внутрирудные дайки основных и средних пород
Оловянно-серебряных жил и трубок по периферии сводов	С оруденением касситерит-сульфидно-серебряно-сульфосольного минерального типа касситерит-сульфидной формации	Периферия сводовых поднятий на стыке с вулканическими кальдерами	Штоки и дайки кварцевых латитов
Оловоносных штоков в вулканических кальдерах	С преобладанием оруденения риолитовой формации (или формации «деревянистого олова»)	Кольцевые разломы в пределах вулканических кальдер	Кислые калиевые вулканы

Характер субстрата вулканического пояса	Сопутствующие типы минерализации в рудном районе	Структурная позиция рудных полей	Преобладающая форма рудных тел	Примеры
Области, претерпевшие длительные восходящие движения: срединные массивы, древние платформы, блоки ранней консолидации	Серебряно-кобальт-никелевые, кварц-гематитовые, реже сульфидные проявления по периферии	Апикальные части и зоны эндо-эзоконтакта гранитных штоков	Массивные тела, штоки-верки в гранитных выступках, жилы в зонах экзоконтакта	Восточно-Рудногорский, плато Джос (Северная Нигерия)
Аналогичен охарактеризованному выше. Реже отдельные блоки активизированных складчатых областей. В последнем случае возрастает роль касситерит-хлоритовой минерализации	Обычны мелкие серебряно-свинцовые, сульфостаннатные проявления по периферии района	Куполовидные поднятия по периферии крупных сводов. Системы радиальных даек над интрузивными выступами	Тела замещения и прожилково-вкрапленные тела в пределах даек и штоков. Жилы вблизи последних	Маунт-Бишоф (Северо-Западная Тасмания), Лост Ривер (Аляска), Верхне-Иманский район (Приморье), Шерловогорский (Забайкалье)
Складчатые пояса многоинклинального типа. Возрастной отрыв оруденения от консолидации складчатых структур незначителен	Проявления меди, свинца, цинка, реже сурьмы и золота по периферии рудных районов	Узлы пересечения разноразноориентированных разломов, отдельные купольные поднятия	Трубообразная в породах фундамента, жильная в пределах кальдер	Гербертон (Восточная Австралия), Янтарный рудный узел (Центральное Приморье)

Характер субстрата вулканического пояса	Сопутствующие типы минерализации в рудном районе	Структурная позиция рудных полей	Преобладающая форма рудных тел	Примеры
Среднепалеозойский складчатый пояс. Очень большой возрастной отрыв оруденения от консолидации складчатых структур	Проявления сульфостанатов, джемсонита и серебряно-полиметаллические по периферии рудных районов	Субвулканические штоки и прилегающие к ним участки вмещающих пород	Крупные жильные системы, реже брекчиевые трубки	Лалагуа, Тасна и др. (Центральная Боливия)
Складчатые пояса мезозойского, реже палеозойского возраста	Проявления сульфостанатов по периферии рудных районов	Купольные поднятия по периферии сводов или их ядер. Нередко вблизи вулканических кальдер и депрессий	Трещинные жилы	Ренинсон Белл (Северо-Западная Тасмания, Краснореченский и Щербаковский (При-морье))
То же. Характерен очень большой возрастной отрыв оруденения от консолидации складчатых структур (300—400 млн. лет)	Проявления сульфостанатов, серебряных минералов и джемсонитов по периферии рудных районов	Купольные поднятия на стыке сводов и вулканических кальдер, штоки	Трещинные жилы, жильные системы, взрывные брекчиевые трубки	Потоси, Оруро, Колкечака (Боливия)
Складчатые пояса различного возраста, а также срединные массивы	В «окнах» осадочных пород среди оловоносных кислых вулканитов. Обычны месторождения других оловоносных формаций	Экструзивы, тела вулканических брекчий	Короткие неправильные прожилки, мнаролы в вулканитах	Месторождения Мексики, штата Невада (США)

ду вулканогенной минерализацией и магматогенными апатитовыми месторождениями, ассоциирующими с основными — щелочными плутонами. На примере рассмотренных в работе железорудных районов вулканических поясов Мексики можно видеть, что в классе вулканогенных месторождений присутствуют магматические рудные формации. И. Н. Томсон имел возможность ознакомиться с геологией таких месторождений вулканического пояса Западной Сьерра-Мадре. Здесь месторождения железа распространены достаточно широко, они известны в штатах Дуранго и Халлиско, но сходные по типу месторождения выявлены и в перивулканической зоне. Несомненно, что поиску таких месторождений в континентальных вулканических поясах СССР советские геологи должны уделять больше внимания.

Глава 10. ЭВОЛЮЦИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ВУЛКАНИЗМА И ВУЛКАНОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ

В геологической истории Земли в течение фанерозоя происходит определенный сдвиг в сторону увеличения роли вулканизма в магматических процессах при сокращении масштабов интрузивного процесса. К концу фанерозоя заметно возросла также роль континентального вулканизма. Глобальные системы вулканических поясов обрамляют побережья Тихого океана и прослеживаются в зоне Тетиса. Кульминации вулканические процессы достигли здесь в мезозое и кайнозое. В соответствии с этим неуклонно возрастала относительная роль рудных месторождений вулканогенного типа. Образование вулканогенных месторождений получило особый размах в неогене. Претерпели эволюцию и типы вулканогенных месторождений. Эти изменения можно проследить на примере золоторудных, золото-серебряных и серебряных вулканогенных рудных формаций.

В докембрийских провинциях пока невозможно разделить преобладающие здесь месторождения на группы вулканогенных и плутоногенных формаций. Однако в регионах с широким развитием дорифейских гранитов и гранитизированных пород, сочетающихся с метаморфизованными песчано-глинистыми толщами, отмечаются месторождения и рудопроявления золото-кварцевой формации. Это относится к провинции Йеллоунайф (Канадский щит), к некоторым районам Либерийского и Центрального Африканского щитов, а также к Иилгарнскому ядру Западно-Австралийского щита. Золото-кварцевая формация, проявленная в перечисленных районах, ассоциирует с метаморфогенной золотоносностью, образуя комплексные месторождения. В этих докембрийских провинциях преобладает плутоногенная и метаморфогенная золотоносность, для них характерна также и золото-теллуридная формация. Она отличается своеобразной минералогической и геологической индивидуальностью, но занимает связующее положение между вулканогенными золото-серебряными и плутоногенными золотыми рудными формациями. Она имела особенно широкое развитие в докембрии, а затем через огромный интервал времени вновь проявилась в кайнозое. Палеозойские и мезозойские месторождения золото-теллуридной формации связаны с вулcano-плутоническими ассоциациями эвгеосинклинальных складчатых зон. В пределах вулканических поясов золото-теллуридные месторождения ассоциируют с золото-серебряными, но тяготеют к участкам проявления интрузивных образований основного и ультраосновного состава или к метаморфитам амфиболитовой фации. Классическим примером докембрийских месторождений этой формации является

Калгурли (Австралия), расположенное в одноименной серии пород Йилгарнского ядра Западно-Австралийского щита.

Месторождения золото-серебряной формации впервые сравнительно проявились в палеозойских вулканических поясах Австралии, Тянь-Шаня и Казахстана, а также в палеозойском вулканогенном чехле Омолонского срединного массива на Северо-Востоке СССР. По данным В. А. Глобы, В. А. Нарсеева и Б. А. Едигенова (1976 г.), на территории Казахстана выделяются два рудоносных континентальных вулканических пояса — Центрально-Казахстанский и Джунгаро-Балхашский. Центрально-Казахстанский пояс наложен на байкалиды и каледониды. В нем выделяются три зоны: 1) шовная, отвечающая девонскому краевому вулканическому поясу, выделенному А. А. Богдановым (1965 г.), 2) внешняя и 3) внутренняя по отношению к герцинской Джунгаро-Балхашской складчатой системе. В эволюции магматизма здесь установлена антидромная направленность с увеличением щелочности — основности к концу каждого цикла, при этом во внешней зоне преобладают щелочные разности пород, а в шовной — кислые. В пределах пояса распространены месторождения плутоногенных и смешанных (сложных) вулканогенно-плутоногенных золоторудных формаций. Самостоятельная группа вулканогенных золото-серебряных формаций здесь не проявлена.

Джунгаро-Балхашский вулканический пояс развивался в позднем палеозое на складчато-глыбовом основании миогеосинклинальных каледонид. В целом для него характерна гомодромно-антидромная эволюция магматизма с последовательным увеличением щелочности вулканитов. Здесь выделяются пять эффузивных серий и семь интрузивных комплексов. Вулканогенная группа месторождений в этом поясе уже проявлена отчетливо и представлена медно-молибденовыми, полиметаллическими и другими формациями. Золото-серебряные месторождения обычно приурочены к толщам андезитового состава, однако известны отдельные рудопроявления в туфах и лавах кислых пород, а также в гранитах и песчаниках.

Бельтау-Кураминский вулкано-плутонический пояс (Узбекистан), по данным В. А. Арапова (1974 г.), формировался в позднем палеозое на раннегерцинском квазиплатформенном основании Сырдарьинского срединного массива. Пояс прослежен вдоль границы этого срединного массива с Южно-Тяньшаньской герцинской геосинклинальной системой. В основании пояса залегают субплатформенные терригенно-карбонатные и карбонатные толщи. Выделяются два этапа в развитии вулкано-плутонической деятельности. При этом подчеркивается разорванность во времени плутонических и вулканических процессов. Ранний этап развития пояса характеризуется накоплением вулканогенно-осадочных (андезит-базальт-терригенно-карбонатных) и дацит-трахитовых толщ, после формирования которых внедрились крупные интрузивы габбро-диорит-гранодиоритовой ассоциации. Позднему этапу развития свойственно чередование трахиандезитовых толщ с липаритовыми

и дацитовыми. Этот тип завершился внедрением небольших субвулканических интрузий гранит-аляскитового состава вдоль зон глубинных разломов. Установлено, что породы андезитового и дацитового состава концентрируются главным образом в приразломных грабенах, липариты — в кольцевых вулканоструктурах. Отмечается рудоконтролирующая роль кальдерных вулканотектонических депрессий, радиальных и кольцевых разломов. В палеозойских вулканических поясах развивалось сложное золото-теллуридное сульфидное оруденение. Оно сопряжено во времени или предшествует серебро-полиметаллической, висмутовой, флюоритовой формациям, которые ассоциируют преимущественно с липаритовыми и дацито-липаритовыми толщами.

Исключительно широкое распространение в мезозойских и палеогеновых вулканических поясах Востока Азии получили месторождения золото-серебряной формации. Для многих вулканических поясов этого возраста характерен гомодромный тип эволюции. Среди кайнозойских золотоносных вулканических областей широко известны Северо-Американская и Трансильванская. В Северной Америке позднепалеогеновые — неогеновые и четвертичные континентальные вулканические образования слагают весьма протяженный (от Центральной Канады до Карибского моря) вулканический пояс, сформировавшийся на невадийском и ларамийском складчатом основании.

Важно также подчеркнуть, что в отличие от сравнительно монотонных по составу вулканогенных толщ безрудных районов (например, районов развития раннемеловых образований в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе) в пределах золотоносных вулканических структур обычно развиты контрастные по составу серии эффузивов, образовавшиеся в предрудный этап.

Ассоциации рудных формаций в пределах разнотипных рудоконтролирующих структур в значительной степени подобны. В большинстве случаев совместно с золото-серебряными отмечаются сурьмяно-ртутные, полиметаллические, золото-редкометалльные, медно-молибденовые месторождения. Изменчивость состава золото-серебряного оруденения в мезозойских вулканических поясах связана в какой-то мере с типом фундамента. Так, в местах развития вулканических поясов на жестком основании особенно широко распространены золото-аргентитовые типы минерализации, тогда как в активизированных складчатых областях типы золото-серебряной минерализации более разнообразны (золото-сульфоантимонитовые, золото-галенит-сфалеритовые и др.). Для мезозойского и палеогенового этапов характерна высокая степень телескопированности руд. Но при этом уже более отчетливо обособливается собственно серебряная рудная формация, которая получает развитие в оловоносных районах.

Для мезозойских и более молодых месторождений характерны калиевые околорудные метасоматиты, которые развиваются и в районах с резко выраженной натровой серией пород. Это обстоятельство позволяет предположить, что калиевый метасоматоз в

данном случае является особенностью рудообразующих процессов.

Весьма существенные изменения произошли как в составе продуктов извержения, так и в характере оруденения в неогене и особенно в плиоцене. Несомненно, увеличилась основность вулкани-тов и контрастность их состава. То же можно сказать и о минерализации, которая в конце неогена как бы распадается на два более простых типа: серебряную и золото-теллуридную. Появляются крупные молибден-порфиновые месторождения, сменяющие типичное медно-порфировое оруденение. К характерным неогеновым золото-теллуридным месторождениям относятся Тавуа (о-ва Вити-Леву, Фиджи), а также Голдфилд (США) и др. Таким образом, в неогене наряду с общим увеличением основности вулканизма повторно проявилось оруденение золото-теллуридной формации, которая известна в ассоциации с основными вулканидами докембрия (месторождение Калгурли и др.). Сопоставление теллуридов Тавуа и Калгурли, выполненное Н. Маркхамом (1960 г.), показало значительное сходство теллуридных минеральных ассоциаций этих месторождений; важным и несомненным общим их признаком является тесная пространственная и временная связь оруденения с основными известково-щелочными магматическими сериями.

Таким образом, на примере группы золото-серебряных формаций можно наблюдать черты цикличности в эволюции типов вулканогенного оруденения от золото-теллуридных (с высокой пробностью золота) в раннем докембрии к сложным золото-теллуридно-сульфидным месторождениям в позднем докембрии и палеозое. Собственно золото-серебряные месторождения (с низкопробным золотом) наиболее широко развиты в мезозое и палеогене. Наконец, месторождения золото-теллуридной формации (с высокопробным золотом) образуются в конце неогена. Этот крупный цикл, вероятно, каким-то образом связан с общим направлением эволюции земной коры. При этом «возрождение» золото-теллуридной минерализации далеко не является отражением одинаковых геотектонических условий, существовавших в докембрии и неогене. Оно скорее указывает на сходство глубинных магматических и рудообразующих процессов, проявляющихся на разных этапах геологической эволюции Земли.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Арапов В. А.* Кольцевые вулканоплутонические структуры Чаткало-Кураминского района (Срединный Тянь-Шань). — В кн.: Проблемы вулканизма. Петропавловск-Камчатский, 1964, с. 199—201.
2. *Беликов Б. П., Лаверов Н. П., Иванов И. Б.* О верхней возрастной границе магматизма в юго-западных отрогах Северного Тянь-Шаня. — ДАН СССР, т. 158, № 2, 1964, с. 338—341.
3. *Бёмер М., Штол Й.* Закономерности размещения и развития эндогенного орудения в неовулканах Центральной Словакии. — В кн.: Геология и геохимия рудных месторождений. М., 1971, с. 136—146.
4. *Богданов А. А.* Тектоническое районирование палеозойского Центрального Казахстана и Тянь-Шаня. — Бюлл. Моск. об-ва исп. прир. Отд. геол., т. 40, вып. 5, 1965, с. 40—68.
5. *Боголепов К. В.* Орогенез в истории развития земной коры. Новосибирск, Наука, 1976, 155 с.
6. *Боркош М., Стан Н.* Геологические предпосылки при поисках гидротермальных месторождений, связанных с неогеновым вулканизмом. — В кн.: Состояние и пути дальнейшего совершенствования методов поисков скрытых (слепых) рудных тел свинцово-цинковых, золото-серебряных и медных, оловянных и вольфрамовых месторождений. (Доклады на семинаре специалистов стран — членов СЭВ в Москве, июль 1971 г.). М., 1973, с. 63—70.
7. *Власов Г. М.* Эволюция зон Беньофа в геосинклинальном процессе. — ДАН СССР, т. 245, № 3, 1979, с. 685—688.
8. *Глобальные закономерности размещения крупных месторождений/М. А. Фаворская, И. Н. Томсон, В. А. Баскина и др. М., Недра, 1974, 193 с.*
9. *Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. В.* Два типа латеральной магматической и металлогенической зональности, связанной с зонами Беньофа. — Ежегодник Сиб. ин-та геохимии за 1973 г. Новосибирск, 1974, с. 109—114.
10. *Комаров Ю. В., Хренов П. М.* О типе развития континентальных мезозойского Восточной Азии. — ДАН СССР, т. 151, № 4, 1963, с. 911—914.
11. *Корешков И. В.* Области сводового поднятия и особенности их развития. М., Госгеолтехиздат, 1960, 175 с.
12. *Котляр В. Н.* Оруденение и вулканизм (типы вулканогенных месторождений). — В кн.: Доклады советских геологов на XXII сессии Международного геологического конгресса. М., 1964, с. 168—182.
13. *Кочнева Н. Т.* Геоморфологические методы выявления купольных поднятий. — Вопросы географии, 1973, сб. 92, с. 124—131.
14. *Кочнева Н. Т., Томсон И. Н., Полуэктов В. Н.* Основные элементы орогенной тектоники Тянь-Шаня и Памира по морфоструктурным и космогеологическим данным. — Сов. геология, 1978, № 7, 64—77.
15. *Красный Л. И.* Геолого-структурное районирование и полезные ископаемые Боливии. — Сов. геология, 1973, № 7, с. 95—121.
16. *Лаверов Н. П.* Условия формирования гидротермальных месторождений в континентальных вулканических поясах. — В кн.: Минеральные месторождения. М., 1972, с. 34—45.
17. *Леонов Ю. Г.* Тектоническая природа девонского орогенеза. М., Недра, 1976, 193 с.
18. *Луцицкий И. В.* Древние вулканические области южных материков в фанерозое. — Новосибирск, Наука, 1978, 249 с.
19. *Металлогенический анализ в областях тектоно-магматической активизации/И. Н. Томсон, В. С. Кравцов, Н. Т. Кочнева и др. М., Наука, 1977, 176 с.*
20. *Милановский Е. Е.* Кайнозойский орогенез Центральных Анд. — В кн.: Геодинамические исследования. М., 1975, с. 76—161.
21. *Милановский Е. Е., Короновский Н. В.* Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского поля Евразии. М., Недра, 1973, 279 с.

22. Муратов М. В. Строение складчатого основания Средиземноморского пояса Европы и Западной Азии и главнейшие этапы развития этого пояса. — Геотектоника, 1969, № 2, с. 3—21.
23. Оrogenные структуры Приморья, методы их выявления и металлогеническое значение/В. С. Кравцов, В. В. Середин, И. Н. Томсон и др. — В кн.: Эндогенные рудные месторождения (геология, условия образования, методы изучения). М., 1980, с. 43—81.
24. Основные закономерности развития и металлогения областей тектономагматической активизации юга азиатской части СССР. Л., Недра, 1979, 303 с.
25. Радкевич Е. А. Металлогенические провинции Тихоокеанского рудного пояса. М., Наука, 1977, 176 с.
26. Резанов И. А. О связи неоднородностей верхней мантии с тектоникой. — Сов. геология, 1978, № 4, с. 51—64.
27. Сафонов Ю. Г. Структурные особенности золоторудных месторождений в областях с различной историей геологического развития. — В кн.: Структурные условия формирования эндогенных рудных месторождений. М., 1973, с. 95—150.
28. Связь магматизма и эндогенной минералогии с блоковой тектоникой/Фаворская М. А., Томсон И. Н., Р. Иванов и др. М., Недра, 1969, 264 с.
29. Смирнов В. И. Поиски и разведка сурьмы и ртути в Южном Тянь-Шане. — Сов. геология, 1946, № 17, с. 27—39.
30. Смирнов В. И. Геологическая классификация гидротермальных месторождений. — Вест. МГУ, 1964, № 3, с. 3—12.
31. Твалчрелидзе Г. А. Металлогенические особенности главных типов вулканических поясов. М., Недра, 1977, 110 с.
32. Томсон И. Н., Кочнева Н. Т. Верхнемезозойские сводовые поднятия Восточного Забайкалья и их металлогеническое значение. — Сов. геология, 1969, № 2, с. 22—55.
33. Томсон И. Н., Фаворская М. А. О типах очаговых структур и связи с ними оруденения. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 10, М., 1973, с. 49—65.
34. Хаин В. Е. Региональная геотектоника (Северная и Южная Америка, Антарктида и Африка). М., Недра, 1971, 548 с.
35. Шатагов Е. Т. и др. Структурные и литологические факторы размещения оруденения в рудных районах. М., Недра, 1964, 213 с.
36. Шер С. Д. Металлогения золота (Евразия, Африка, Южная Америка). М., Недра, 1974, с. 58—80.
37. Шило Н. А., Сидоров А. А., Гончаров В. И. Условия образования рудных месторождений вулканических поясов. — Геол. рудн. месторожд., 1978, № 6, с. 3—12.
38. Шипулин Ф. К., Казанский В. И. Оловянный пояс Боливии. — Геол. рудн. месторожд., 1972, № 3, с. 3—18.
39. Щеглов А. Д. Основные черты металлогении зон автономной активизации. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М., т. 8, 1967, с. 95—138.
40. A century of Tin Mining at Mount Bischoff 1871—1971. — Geol. Surv. Tasmania dep. et mines, bull. 54, 1972, 310 p.
41. Ahlfeld F., Schneider-Scherbina A. Los yacimientos minerales y de hidrocarburos de Bolivia. — Bol. departamento nac. de Geologia, N 5, 1964.
42. Blake D. Regional and Economic geology of the Herberton-Mount Garnet area — Herberton tinfield, North Queensland. — Bull. dep. of nat. develop. bureau of min. res., geol., geoph. N 124, 1972, 265 p.
43. Cioflice G., Savu H., Borcos M. a. o. Alpine volcanism and Metallogenesis in the Apuseni Mountains. Guide to Excursion 3AB. Symposium volcanism and metallogenesis, Bucharest, 1973.
44. Dostal I., Zentilli M. Geochemistry and origin of volcanic of the Andes. — Contributions to Mineral and Petr., v. 63, N 2, 1977, p. 157—164.
45. Hedge E. K. Strontium isotopes in Economic geology. — Econom. Geol. v. 69, N 6, 1974, p. 823—825.

46. *James D. E., Brooks C.* Andean Cenozoic volcanism, magma genesis in the light of strontium isotope composition and trace element geochemistry. — *Geol. Soc. Am. Bull.* v. 87, p. 592—603. 1976.
47. *Kennett I. P., Mc Birney A. R., Thunell R. C.* Episodis of cenozoic volcanism in the Circum-Pazific region. — *Journ. Volcan.* N 2, 1977.
48. *Kosveva N. I., Romic K., Petkovic M.* Rekonstrukcija struktura neogene aktivizacija u Srbije i Makedoniji. IX Kongres geologa Judoslavija, zbornik radova, Sarajevo, 1978.
49. *Kulina J.* Structural control of Volcanic ore deposits in the context of global tectonic. — *Bulletin Volcanologique*, t. XXXVIII—4, 1974, p. 1039—1069.
50. *Sillitoe R. H.* The tops and bottoms of porphyry copper deposits. — *Econom., Geol.*, v. 68, N 6, 1973, p. 794—815.

УКАЗАТЕЛЬ РУДНЫХ РАЙОНОВ, УЗЛОВ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

- Агарак 228
 Акчеку 47
 Алмалык 40—49
 Алмалыкский 40, 41, 43, 45, 46, 47
 Алмашу-Маре-Златна 196
 Андреасберг 236
 Анкаван 228
 Апусени 185, 194—200, 211
 Аргуэрос 236
 Ариспе 119
 Арсеньевское 99, 100, 101, 212
 Байя-Маре 185, 194, 196
 Байя-де-Ариеш-Рошия-Монтана 196, 197, 199
 Барригон 119
 Белл-Хилл 52
 Биггенден 65
 Бингем 235
 Блю Тир 64
 Брад-Сэкэрымб 196, 199
 Буэна № 1 52
 Бянска-Штявница 177, 188, 189, 190, 191, 211, 228
 Ватерлоо 237
 Верхнее 100
 Верхне-Иманский 243
 Восточно-Рудногорский 243
 Высокогорское 99, 100, 101, 228
 Гербертон 243
 Гербертон-Маунт-Гарнет 71—77
 Геркулес 143
 Голдфилд 138, 249
 Гросс-Валли 29
 Гуанохуато 119, 138, 235, 236
 Гуд Вилл 52
 Гудруша 177, 188, 191
 Дальнее 41, 47
 Дастакерт 228
 Деламар 238
 Довер Касл 75
 Дубровское 228
 Дуранго 138—142, 145
 Еллоу Чиф 52
 Жирекенское 227
 Ивановское 99
 Ирвенбэнк 76
 Кавалеровский 95—105, 211, 212
 Кадаинское 227
 Каджаран 228
 Калгурли 247, 249
 Кальмакыр 41, 43, 47
 Кананеа 119, 120
 Карлин 29
 Кер-д'Ален 132
 Кличкинское 227
 Колкечака 244
 Конгреасберг 236
 Копиапо 167
 Краснореченский 244
 Кремница 177, 189, 211
 Кремница-Бянска-Штявницкий 186—194
 Крид 238
 Кумпас 119
 Ла Каридад 116, 119, 120
 Ла-Перла 143, 144, 145
 Ла Флорида 119
 Лос-Ремедиос 140
 Лост Ривер 243
 Лост Шип 52
 Луиза 166
 Лалагуа 244
 Маминья 164—166
 Матра 186
 Маунт-Бишоф 64, 79, 81, 82, 243
 Маунт-Кливленд 82
 Маунт-Морган 66—70
 Мидас 75
 Монтальбион 75
 Мусариу 197, 198
 Наказари 199
 Найка 126, 132
 Невада-Сити 29
 Новогорское 99
 Оруро 235, 244
 Парраль 126, 127
 Парраль-Санта-Барбара 126—131, 235
 Пачука 117, 119, 132—138, 235, 236
 Пенья-Марада 142
 Пикл-Кроу 29
 Пила 166
 Плато Джос 243
 Потоси 167—169, 211, 235, 244
 Потрерийос 161
 Пуканец 188
 Раунс-Маунтин 238
 Реаль-Анхелес 237
 Реаль-дель-Монте 134, 135, 136
 Ред-Лейк 29
 Ренинсон-Белл 79, 80, 81, 244
 Рио-Бланко 125
 Рио-Верде 141
 Родасайд 52

Сан-Сальвадор 125
Санта-Барбара 126
Санта-Евлалия 126, 235
Сан-Кристобаль 163
Сан-Франциско-дель-Оро 117, 126
Сарычеку 41, 47
Северная Сонора 119—125
Северо-Западная Тасмания 77—82
Серо-де-Меркадо 139, 141, 142
Серо-де-Паско 132, 161
Силинское 97, 100, 101
Сильвер-Риф 237
Слокан 235
Спёр-Маунтин 49—52
Сэкэрымб 197, 198

Тавуа 249
Такепала 161
Тасна 244
Телкибанья 234
Темногорское 99, 103, 104
Тинтик Стандарт 235
Трепча 132

Уари-Уари 168

Фиш Спрингс 52

Хиллтон 52
Химс-Крик 79
Хомстейк 29
Хрустальненское 97, 101, 102, 103

Цихан 77, 82

Чукикамата 161, 167

Шерловогорский 243

Щербаковский 244

Эль-Сальвадор 161
Эль-Тениенте 161
Эскуэда 119
Эсмеральда 127

Юнайтед Кено Хилл 132

Ябрикойя 166

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие. <i>И. Н. Томсон</i>	3
Глава 1. Основные типы континентальных вулканических областей, геодинамические условия их образования и методы изучения. <i>И. Н. Томсон</i>	6
Окранноматериковые вулканические пояса	10
Вулканические пояса островодужного и андийского типов	13
Сводовобразные вулканические щиты	15
Сводово-рифтовые вулканические области	16
Вулканические ареалы поперечных валов	17
Глава 2. О соотношении металлогенических и вулканических поясов в Тихоокеанском кольце. <i>В. С. Кравцов</i>	19
Глава 3. Структура и металлогения сводовобразных вулканических щитов	31
Кураминский сводовобразный вулканический щит. <i>И. Н. Томсон</i>	31
История геологического развития в позднем палеозое. <i>Г. А. Тананаева, И. Н. Томсон, Н. Т. Кочнева</i>	32
Металлогенические особенности. <i>Г. А. Тананаева</i>	37
Алмалыкский медно-порфировый рудный район. <i>Г. А. Тананаева, Н. Т. Кочнева</i>	40
Бериллиево-флюоритовый рудный район Спёр-Маунтин (США). <i>Г. А. Тананаева</i>	49
Глава 4. Структура и металлогения окраинноматериковых вулканических поясов	54
Восточно-Австралийский пояс. <i>Г. А. Тананаева</i>	54
Позднедевонская стадия орогенного развития. <i>Г. А. Тананаева</i>	55
Позднекаменноугольная стадия орогенного развития. <i>Г. А. Тананаева</i>	56
Пермская стадия орогенного развития. <i>Г. А. Тананаева</i>	57
Морфоструктурные особенности пояса. <i>Н. Т. Кочнева</i>	61
Металлогенические особенности пояса. <i>Г. А. Тананаева</i>	64
Золоторудный район Маунт-Морган. <i>Г. А. Тананаева</i>	66
Оловорудный район Гербертон-Маунт-Гарнет. <i>Г. А. Тананаева</i>	71
Оловорудные узлы Северо-Западной Тасмании. <i>Г. А. Тананаева</i>	77
Восточно-Сихотэалинский вулканический пояс. <i>В. С. Кравцов</i>	82
Особенности структуры пояса	84
Металлогения пояса	90
Некоторые вопросы происхождения пояса	93
Кавалеровский оловорудный район (Приморье). <i>В. П. Полохов</i>	95
Вулканический пояс Западной Сьерра-Мадре (Мексика). <i>И. Н. Томсон</i>	105
Геологическое положение и строение. <i>И. Н. Томсон</i>	107
Структурные и геоморфологические особенности. <i>Н. Т. Кочнева</i>	108
Особенности металлогении. <i>И. Н. Томсон</i>	116
Медно-порфировый рудный район Северной Соноры. <i>О. П. Полякова</i>	119
Серебряно-свинцово-цинковый рудный район Парраль-Санта-Барбара. <i>О. П. Полякова</i>	126
Серебряный рудный узел Пачука. <i>О. П. Полякова</i>	132
Железорудный (с оловом) район Дуранго. <i>Г. А. Тананаева</i>	138
Железорудные узлы в перивулканической зоне Мексики. <i>И. Н. Томсон</i>	142
Глава 5. Андийский вулканический пояс	146
История геологического развития Анд. <i>Г. А. Тананаева</i>	146
Орогенная морфоструктура Анд. <i>Н. Т. Кочнева</i>	151
Металлогения Анд. <i>Г. А. Тананаева</i>	159
Медно-порфировый и полиметаллический рудный район Маминья (Чили). <i>Г. А. Тананаева</i>	164
Касситерит-сульфидный рудный район Потоси (Боливия). <i>Г. А. Тананаева</i>	167

Глава 6. Структура и металлогения сводово-рифтовых вулканических областей и вулканических ареалов поперечных валов	170
Карпато-Динаро-Балканская неовулканическая провинция	170
История геологического развития. <i>В. С. Кравцов</i>	170
Орогенная морфоструктура. <i>Н. Т. Кочнева</i>	180
Особенности металлогении. <i>И. Н. Томсон</i>	184
Кремница-Бянска-Штявницкий золото-серебряный рудный район (Центральная Словакия). <i>О. П. Полякова</i>	186
Золото-серебряный и полиметаллический рудный район Апусени. <i>В. П. Полохов</i>	194
Глава 7. Общие особенности строения и рудоносности континентальных вулканических поясов	201
Особенности строения. <i>И. Н. Томсон</i>	201
Использование морфоструктурного метода при изучении вулканических областей. <i>Н. Т. Кочнева</i>	204
Металлогенические особенности. <i>И. Н. Томсон</i>	207
Структуры рудных районов. <i>И. Н. Томсон</i>	210
Глава 8. Вулканогенное оруденение, его особенности и происхождение	213
Специализированные вулканические комплексы и их происхождение. <i>Л. Г. Филимонова</i>	213
Вулканогенные типы оруденения. <i>А. А. Сидоров</i>	222
Возраст и циклы вулканогенного оруденения. <i>О. П. Полякова, И. Н. Томсон</i>	226
Глава 9. Некоторые закономерности в размещении рудных районов вулканических областей	231
Медно-порфировые рудные районы. <i>Г. А. Тананаева</i>	231
Золото-серебряные рудные районы. <i>А. А. Сидоров</i>	231
Серебряные рудные районы. <i>О. П. Полякова</i>	234
Оловорудные районы. <i>Г. А. Тананаева</i>	238
Железорудные районы. <i>И. Н. Томсон</i>	240
Глава 10. Эволюция континентального вулканизма и вулканогенного оруденения. <i>А. А. Сидоров, И. Н. Томсон</i>	246
Список литературы	250
Указатель рудных районов, узлов и месторождений	253

Ильмар Николаевич Томсон, Владимир Семенович Кравцов,
Нина Тимофеевна Кочнева и др.

РУДОНОСНОСТЬ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ

Редактор издательства Н. М. Дмуховская
Переплет художника В. Полякова
Художественный редактор Е. Л. Юрковская
Технический редактор Н. С. Гришанова
Корректор Г. Г. Большова
ИБ № 1967

Сдано в набор 06.04.82.

Подписано в печать 05.07.82. Т-13451.

Формат 60×90^{1/16}.

Бумага типографская № 2.

Гарнитура «Литературная».

Печать высокая.

Усл.-печ. л. 16.0.

Усл. кр.-отт. 16.0.

Уч.-изд. л. 18,32.

Тираж 600 экз.

Заказ 651/6964—4. Цена 3 р. 10 к.

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

Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ

3778

LIBRARY