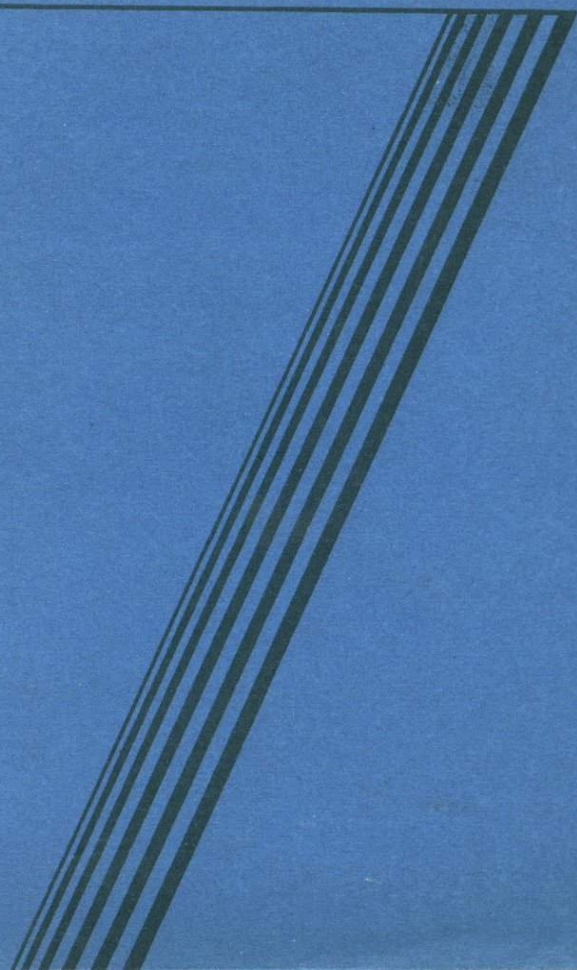


Г. Ф. ЯКОВЛЕВ

---

**ВУЛКАНОГЕННЫЕ  
СТРУКТУРЫ  
МЕСТОРОЖДЕНИЙ  
ПОЛЕЗНЫХ  
ИСКОПАЕМЫХ**

---



Г. Ф. ЯКОВЛЕВ

# ВУЛКАНОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ



МОСКВА "НЕДРА" 1984



4148

Яковлев Г.Ф. Вулканогенные структуры месторождений полезных ископаемых. — М.: Недра, 1984, 208 с.

Проанализирована роль вулканогенных структур в образовании и размещении вулканогенно-гидротермальных, вулканогенно-осадочных и комбинированных месторождений черных, цветных, благородных, редких и радиоактивных металлов, неметаллического сырья (пезеооптического, серы, каолинов). Разработана новая классификация вулканогенных структур рудных районов, полей и месторождений. Приведен комплекс основных методов исследований (в том числе новейших) структур. Раскрыта геодинамика формирования главных типов рудоносных вулканогенных структур. Даны примеры использования результатов исследования таких структур для составления крупномасштабных прогнозно-металлогенических карт в палеовулканических провинциях.

Для геологов, занимающихся поисками, разведкой и геологией месторождений полезных ископаемых.

Табл. 5, ил. 64, список лит. — 50 назв.

Рецензент — д-р геол.-минер. наук *Д.И. Горжевский* (ЦНИГРИ).

**ГЕОРГИЙ ФЕДОРОВИЧ ЯКОВЛЕВ**

**ВУЛКАНОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ  
ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ**

Редактор издательства Т.П. Мыскина  
Переплет художника Ю.Г. Асафова  
Художественный редактор Е.А. Юрковская  
Технический редактор О.А. Колотвина  
Корректор Р.А. Слобоженко  
Оператор Л.Н. Жучкова

ИБ № 4146

Подписано в печать 15.09.83.	Т — 18463.	Формат 60 x 90 1/16.
Бумага офсетная № 2.	Набор выполнен на наборно-пишущей машине типа ИБМ	
"Композер".	Печать офсетная.	Усл.печ.л. 13,0. Усл.кр.-отт. 13,25.
Уч.-изд.л. 16,0.	Тираж 820 экз.	Заказ 698 /8409-4. Цена 85 коп.

Ордена "Знак Почета" издательство "Недра", 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19

Московская типография № 9 Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательства, полиграфии и книжной торговли.  
Москва Ж-33, Волочаевская, 40.

Я 1904050000 — 096 свод. п.л. подписных изд.  
043 (01) — 84 1984 г.

© Издательство "Недра"; 1984

Развитие минерально-сырьевой базы СССР — важная народнохозяйственная задача, поставленная XXVI съездом КПСС перед советским народом. Прогнозная оценка месторождений и увеличение запасов полезных ископаемых на различных стадиях геологоразведочных работ невозможны без изучения рудоносных и, в частности, вулканогенных геологических структур. В настоящее время общепризнана роль вулканических процессов в формировании и размещении целого ряда месторождений различных видов минерального сырья.

Трудами В.И. Смирнова, М.Б. Бородаевской, Г.М. Власова, Д.И. Горжевского, Г.С. Дзоценидзе, А.Н. Заварицкого, С.Н. Иванова, В.Н. Котляра, А.И. Кривцова, Н.П. Лаверова, И.В. Лучицкого, Е.Ф. Малеева, С.И. Набоко, В.А. Прокина, Н.С. Скрипченко, П.Ф. Сопко, В.И. Старостина, Г.А. Твалчелидзе, Г.М. Фреда, А.Д. Щеглова, Г.Н. Шербы и многих других советских ученых, а также зарубежных геологов — В. Бэрбенка, Т. Ватанабе, Р. Лярджа, Т. Ловеринга, В. Перри, П. Рутье, Д. Уайта, Э. Уиссера, Р. Хатчисона, Г. Шнейдерхена и других — установлена приуроченность к вулканогенным формациям колчеданных и ряда гидротермальных месторождений. К ним относятся месторождения железа, марганца, меди, свинца, цинка, ртути, сурьмы, вольфрама, бериллия, золота, серебра, урана и других металлов, а также алмазов, серы, каолина, барита, флюорита, исландского шпата, самоцветов, строительных и других видов минерального сырья. Среди месторождений, образование которых обусловлено процессами вулканизма, в настоящее время выделяются: вулканогенно-осадочные, вулканические, суб- и гиповулканические, а также комбинированные. Позиция и строение рудных полей, размещение в их пределах вулканогенных месторождений, форма, размеры и залегание рудных тел определяются особенностями вулканогенных структур и их элементов.

Автором рассмотрены вулканогенные структуры рудных полей и месторождений, приведена их современная систематика. Большое внимание уделено таким вопросам, как глубинное строение вулканогенных структур, их эволюция и рудообразование, зональность оруденения по отношению к вулканоструктурам. Описаны современные методы исследования рудоносных вулканогенных структур, даны рекомендации по выбору наиболее рационального комплекса этих методов. Рассмотрены также палеовулканологические поисковые критерии, используемые при крупномасштабных прогнозно-металлогенических работах и поисках вулканогенных месторождений полезных ископаемых.

В процессе разработки проблемы рудоносных вулканогенных структур и работы над книгой автор неоднократно консультировался с акад. В.И. Смирновым, за что выражает ему искреннюю признательность. Автор также благодарен проф. Д.И. Горжевскому за ценные критические замечания, которые учтены при подготовке рукописи к изданию.

## ВУЛКАНОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

---

Вулканогенные структуры играют важную роль в размещении гидротермальных вулканогенных и колчеданных месторождений, в локализации оруденения различных типов и видов полезных ископаемых, залегающих в вулканических формациях [16, 19, 39, 43, 46]. К этому же типу структур приурочены и некоторые месторождения других генетических типов — магматические, карбонатитовые, скарновые, для которых тоже не исключена связь с вулканизмом. Таким образом, вулканогенные структуры контролируют оруденение некоторых магматических месторождений меди и никеля, скарновых месторождений железа (магно-магнетитовые), свинца и цинка, колчеданных — меди, свинца и цинка, гидротермальных вулканогенных — ртути, сурьмы, олова, бериллия, золота, серебра, урана, флюорита, барита, серы, пьезооптического и другого сырья, гидротермально-осадочных — железа, марганца, алюминия, меди, свинца и цинка, а также месторождений некоторых других видов полезных ископаемых.

### КЛАССИФИКАЦИЯ РУДОНОСНЫХ ВУЛКАНОГЕННЫХ СТРУКТУР

Рассматривая систематику вулканогенных структур, в первую очередь следует иметь в виду две основные группы вулканических форм: положительные (главным образом аккумулятивные) и отрицательные, или деструктивные [20]. К положительным формам относятся стратовулканы (вулканические конусы), а также более мелкие — вулканические купола (лавовые, экструзивные). Отрицательные структуры представлены кальдерами (эксплозивными, обрушения), вулканическими грабенами, трогами, криптовулканическими депрессиями и др. Э.Н. Эрлих выделяет еще третью группу — вулканические биклинали. Эта группа занимает промежуточное положение между двумя первыми [17]. В последнее время были значительно уточнены представления о вулканических формах, установлены новые типы вулканогенных структур, стали большее значение придавать влиянию тектонических напряжений на формирование таких структур, особенно деструктивных [21, 31, 40 и др.].

Структуры, связанные с вулканизмом, являются часто сложными, комбинированными — вулканотектоническими, так как в формировании их большую роль играют не только магматические, но и тектонические процессы. Последние определяют: 1) приуроченность вулканических сооружений к определенным тектоническим структурам (поднятиям, участкам пересечения или сопряжения разломов и т.п.); 2) тектонические напряжения, действующие во время становления вулканов, кальдер и других вулканических форм; 3) тектонические деформации, проявляющиеся в виде разломов, зон трещиноватости и других структур,

которые могут быть использованы рудоносными растворами, связанными с вулканическими очагами.

Однако в ряде случаев первичные вулканические формы являются ведущими; они определяют облик рудоносной структуры, что в первую очередь касается аккумулятивных форм. Такие формы называются вулканическими структурами. К последним следует относить также тела, слагающие корневые части значительно эродированных вулканов. Имеются в виду поля развития жерловин, некков, субвулканических и гиповулканических тел [3, 44]. Разделение вулканогенных структур на вулканические и вулканотектонические довольно условно, но оно представляет интерес как в теоретическом аспекте, так и в практическом, что особенно важно при анализе геологических предпосылок поисков месторождений, их прогнозе и оценке.

По размерам вулканические и вулканотектонические структуры и соответствующие им по масштабам рудоносные площади могут быть разделены на три группы. 1. Рудоносные вулканотектонические пояса и зоны: а) глобальные вулканотектонические и соответствующие им рудные пояса (например, Восточно-Азиатский); б) региональные вулканические и вулканотектонические пояса и зоны, к которым приурочены рудные провинции и составляющие их рудоносные зоны (например, Западно-Магнитогорский звгеосинклинальный пояс и соответствующий ему колчеданосный пояс). 2. Вулканические и вулканотектонические структуры рудных полей (иногда рудных районов и узлов). 3. Вулканические и вулканотектонические структуры и их элементы, определяющие размещение месторождений и структурно-морфологические особенности рудных тел. Размеры структур первой группы — первые тысячи (глобальные) и сотни (региональные) километров, второй группы — до нескольких десятков километров, третьей — сотни метров — первые километры. Эти градации масштабов тоже условны и они будут конкретизироваться и уточняться в ходе описания той или иной группы. В книге будут рассмотрены структуры второй и третьей групп.

Таким образом, среди вулканических и вулканотектонических структур выделяются разнообразные типы [20, 21, 31, 40]. Многие из них рудоносны. Вместе с тем некоторые вулканические структуры (например, базальтовые плато, щитовые вулканы), сложенные недифференцированными однородными формациями и фациями, слабо рудоносны. Однако они могут служить основанием (фундаментом), на котором развиваются более поздние рудоносные структуры, такие как стратовулканы или биклинали, как это имеет место на Южном Урале [2, 14, 17, 37]. Автор в 1968 г. предложил одну из классификаций тектоно-вулканических структур рудных полей и месторождений, а в 1976 г. дополнил ее систематикой рудоносных вулканогенных структур звгеосинклиналей. Накопившийся за последние годы обильный литературный материал и данные многолетних исследований позволили, опираясь на систематику других авторов, в первую очередь В.И. Смирнова, Ф.И. Вольфсона и П.Д. Яковлева, разработать новую классификацию вулканогенных структур рудных полей и месторождений [44].

## Классификация вулканогенных структур рудных районов и полей

Группа структур	Подгруппа структур	Характеристика	Примеры
Положительные вулканические и вулканотектонические	Линейные	Региональные положительные вулканоструктуры, сложенные рудоносными дифференцированными формациями, представленные вулканическими хребтами (грядами), вулканотектоническими поднятиями и линейными зонами жерловин, субвулканических и гиповулканических тел; состоят из серии вулканокупольных и кальдерных структур	Линейные вулканотектонические поднятия с колчеданосными зонами — Макан-Гайская (Южный Урал)
	Вулканокупольные	Сложены последовательно дифференцированными и контрастными формациями разнообразных фаций; представлены крупными вулканотектоническими поднятиями, к которым приурочены рудные районы, стратовулканами — простыми (без кальдерной стадии) и сложными (с кальдерной стадией), в пределах которых размещены рудные поля	Вулканотектонические поднятия: Алейское (Рудный Алтай), Кафанское (Малый Кавказ); стратовулканы: Сибайский (Южный Урал); Вест-Шафта (США), Ханнешин (Афганистан)
	Вулканобиклиналильные	Региональные вулканобиклинали, сложенные дифференцированными формациями; вулканические хребты, образующиеся при перекомпенсации вулканитами вулканотектонических депрессий; к крупным по размерам приурочены рудные районы, к средним — рудные поля	Маканская вулканобиклиналиль (Южный Урал)
Отрицательные вулканические и вулканотектонические	Вулканотектонические депрессии	Выполнены базальтовыми (троги), андезитовыми и риолитовыми (рифты) вулканическими формациями; представлены линейными депрессиями (трогами, рифтами), к которым приурочены рудоносные зоны и районы, моногенными (простыми — одностадийными, сложными — многостадийными) и полигенными вулканотектоническими депрессиями, в пределах которых локализованы рудные поля	Домбаровский и Блявинско-Киндерлинский трог (Южный Урал), Хингано-Олонойский рифт (Восточный Сихотэ-Алинь), Лашкерекская моногенная (Средняя Азия) и Тенфуоровская полигенная (Восточный Сихотэ-Алинь) депрессии

Вулкано-корневые и др.

Кальдеры и кальдерообразные депрессии

Межвулканические депрессии

Скрытовулканические депрессии

Поля развития неков, суб- и гиповулканических тел

Секториальные

Кальдеры проседания (над периферическими очагами), выполненные мощными (1–2 км) толщами андезитовых и риолитовых (игнибритовых) вулканитов; разделяются на вершинные и периферические (очаговые), моногенные и полигенные (с опущенным или поднятым блоками), а также кальдеры с экструзивным выполнением; к ним приурочены рудные районы и поля. Кальдерообразные депрессии имеют меньшие размеры, отличаются типом и малыми мощностями (до 1 км) выполняющих их вулканитов; к ним приурочены рудные поля

Расположены между очагами активного среднего и особенно кислого вулканизма; к ним приурочены рудные поля

Связаны с подземными взрывами и просадками над сводовыми поднятиями; представлены линейными депрессиями, к которым тяготеют рудоносные зоны и рудные районы, а также изометричными, сопровождающимися трубками взрыва; к ним приурочены рудные поля

Характерны для участков со значительной эрозией вулканических сооружений, обычно центрального типа; сложены преимущественно вулканитами андезитовой и риолитовой формаций; вмещающие породы основания вулканов (иногда древнего)

Особый тип кольцевых структур, представляющих сочетание грабено- и горстообразных секторов, сложенных вулканитами различных формаций, или секториальные блоки кальдер и кальдерообразных депрессий, реже вулканокупольных структур; к ним приурочены рудные поля

Кальдеры: Сильвертон (Колорадо, США), Казкудукская (Южный Казахстан), Бриннеровская (Восточный Сихотэ-Алинь); кальдерообразные депрессии: Блявинская (Южный Урал), Успенско-Раздольнинская (Рудный Алтай)

Ленингорская депрессия (Рудный Алтай)

Балейская (Забайкалье)

Редкометальное поле Томас (США)

Золотушинский секториальный блок (Рудный Алтай)

некоторыми уточнениями она здесь приводится для вулканогенных структур рудных районов и полей (табл. 1).

В соответствии с этой систематикой в книге дана характеристика крупных вулканогенных структур, определяющих позицию рудных районов и полей, приведены особенности строения последних, которые определяют размещение вулканогенных месторождений в пределах рудных полей.

Несколько иначе построена систематика локальных вулканогенных структур и их элементов, обуславливающих структурно-морфологические особенности указанных месторождений.

В свое время была разработана типизация геологических структур месторождений полезных ископаемых, связанных с вулканизмом [44]. В ее основу были положены классификация фаций вулканитов, предложенная В.С. Коптевым-Дворниковым, Е.Б. Яковлевой и М.А. Петровой, систематика Е.Ф. Малеева, рассматривающая зоны их распространения относительно центров активного вулканизма, а также и представления, развиваемые В.И. Смирновым [15, 21, 35].

В этой классификации, во-первых, учтена вертикальная зональность распространения продуктов вулканизма по отношению к периферическому очагу, находящемуся на глубине 3–5 км от поверхности Земли и питавшему крупный вулкан или группу вулканов. В вертикальном разрезе выделяются три зоны: эффузивно-экструзивная, или поверхностная-приповерхностная (глубина до первых десятков метров); субвулканическая (от десятков – сотен метров до 1 км); гиповулканическая (более 1 км). Первая зона характеризуется развитием поверхностных фаций вулканизма – экструзивных, лавовых, пирокластических и туфогенно-осадочных. Во второй и третьей зонах, объединяемых иногда в одну – корневую зону вулканов, – наблюдается концентрация неков, субвулканических и гиповулканических тел. Вертикальная зональность устанавливается в связи с соответствующей степенью эрозионного среза (малый, умеренный, глубокий), как древнего, так и современного. Она бывает неодинаковой даже в пределах одного рудного поля вследствие мозаично-блокового строения рудных полей в палеовулканических областях.

В систематике учтено, во-вторых, распределение фаций вулканитов на площади и выделены зоны их распространения по отношению к центрам активного вулканизма; это жерловая-прижерловая, промежуточная и удаленная зоны.

Распределение месторождений, рудных залежей и руд вулканогенного происхождения также характеризуется латеральной и вертикальной зональностью, что хорошо коррелирует с отмеченной зональностью размещения фаций вулканитов и образованных ими структур.

На основании изложенного автором были выделены вулканогенные структуры внутриэффузивных, жерловых–прижерловых и субвулканических зон. Эта группировка дополнена новыми данными о рудоносных вулканогенных структурах, что позволило уточнить прежние представления о вулканогенных структурах месторождений полезных ископаемых и дополнить выделенные группы структур новыми типами.

Таким образом, систематика локальных вулканогенных структур, контролирующих месторождения, представляется в таком виде:

I. Структуры внутриэффузивных зон — ранне- и позднепротоэффузивные, протэффузивно-тектонические.

II. Структуры жерловых—прижерловых зон: 1) вулканические жерловины (некки), 2) вулканические купола (лавовые, экструзивные), 3) локальные вулканические биклинали, 4) локальные вулканические депрессии (вершинные, межкупольные и др.), 5) секториальные вулканотектонические блоки.

III. Структуры субвулканических зон: эндо- и экзоконтактные суб- и гиповулканических тел.

В каждом типе структур месторождений, кроме того, присутствуют такие структурные элементы, как синвулканические разломы, трещины, зоны повышенного расланцевания и трещиноватости, иногда синвулканические складки.

### ПОЛОЖИТЕЛЬНЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ И ВУЛКАНОТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ РУДНЫХ РАЙОНОВ И ПОЛЕЙ

Значение такого рода вулканогенных структур в размещении месторождений меньше, чем отрицательных вулканоструктур, но все же достаточно значительное. Вместе с тем роль положительных вулканических, особенно вулканотектонических структур более разнообразна, чем отрицательных. Последнее объясняется несколькими обстоятельствами.

Во-первых, на фоне крупных вулканотектонических поднятий формируются вулканодепрессионные структуры различных типов: вулканотектонические депрессии, кальдеры и кальдерообразные депрессии.

Во-вторых, в положительных вулканогенных структурах (вулканотектонические, вулканокупольные) внедряются интрузии, являющиеся поздними членами вулканоплутонических ассоциаций, с которыми связаны не только вулканогенные гидротермальные месторождения, но также карбонатитовые, скарновые, грейзеновые и плутогенные гидротермальные. Таким образом, к положительным вулканогенным структурам приурочены различные типы рудных районов, полей и месторождений, более разнообразные, чем те, которые размещаются в отрицательных вулканоструктурах. К последним тяготеют рудные районы и поля, на площади которых развито главным образом вулканогенное гидротермальное оруденение.

В-третьих, некоторые кальдеры (так называемые резургентные) бывают осложнены внутренними куполовидными поднятиями, в которых происходит становление завершающих интрузий и связанных с ними месторождений.

В-четвертых, самое главное заключается в том, что к положительным вулканоструктурам как вулканическим (стратовулканы), так и к вулканотектоническим поднятиям (блокам) приурочены рудные районы и поля, характеризующиеся наличием локальных вулканических структур, на площади которых развиты колчеданные и вулканогенные гидротермальные месторождения. Среди последних встречаются месторождения

различных видов полезных ископаемых: цветных, благородных, редких и других металлов, а также нерудного сырья. Также весьма разнообразны структурно-морфологические типы этих месторождений: согласные пластовые, секущие жильные и штокверковые, особенно часты комбинированные.

Положительные вулcano-структуры распространены в вулканических поясах различных геотектонических зон земной коры — эвгеосинклинальных, позднегеосинклинальных, орогенных, областей тектоно-магматической активизации и древних платформ [19]. Они описаны во многих работах [3, 6, 13, 17, 25, 34, 38, 40, 44 и др.] .

### Линейные вулcano-структуры

Эти структуры (длина десятки — сотни километров, ширина первые метры — десятки километров) часто сложены довольно однородными слабо дифференцированными вулканическими формациями — базальтовыми, андезитовыми или липаритовыми, поэтому они обычно мало перспективны для концентрации оруденения. Однако если линейные вулcano-структуры сформированы дифференцированными формациями и имеют прерывистое мозаично-блоковое строение, то на площади линейных вулканических зон хорошо проявлены вулcano-купольные и кальдерные структуры, которые могут служить длительно развивавшимися вулcanoгенно-рудными центрами. Такие линейные структуры неоднородного строения перспективны для концентрации оруденения на рудных полях, приуроченных к указанным центрам, и характеризуются наличием промышленных месторождений руд цветных, редких, благородных и радиоактивных металлов.

Линейные структуры представлены как положительными вулканическими сооружениями (гряды, хребты) и вулcano-тектоническими поднятиями (например, горст-антиклинали), так и отрицательными структурами в виде вулcano-тектонических депрессий, которые будут охарактеризованы в следующем разделе. С крупными линейными структурами связаны рудоносные зоны, в пределах которых размещены рудные поля, тяготеющие к вулcano-купольным постройкам или кальдерам.

Региональные вулcanoгенные структуры первого порядка, контролирующиеся обычно глубинными разломами, свойственны, например, колчеданосным провинциям уральского типа. Колчеданосные зоны на Южном Урале локализованы в пределах линейных вулканических сооружений: вулканических хребтов, гряд или вулcano-тектонических поднятий (рис. 1) и других положительных региональных структур, образовавшихся, по данным М.Б. Бородаевской, А.И. Кривцова и В.Б. Шишакова, во внутренних зонах системы палеостровных дуг. Эти структуры сложены недифференцированными базальтовыми, контрастными риолит-базальтовыми и непрерывными базальт-андезит-дацит-риолитовыми формациями, с которыми связаны медноколчеданные месторождения. На склонах линейных вулканических сооружений расположены локальные структуры (стратовулканы, кальдерообразные деп-

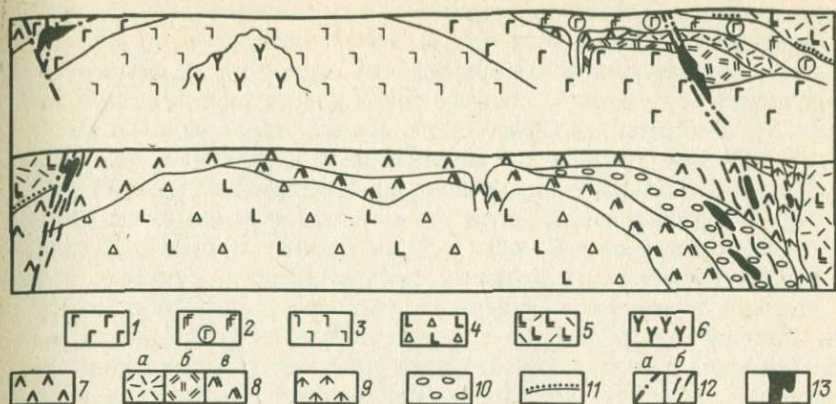


Рис. 1. Поперечные геологические разрезы вулканогенных поднятий и колчеданозонных зон на Южном Урале (по М.Б. Бородаевской, А.И. Кривцову).

1 — спилиты; 2 — вулканические брекчи спилитов; 3 — диабазы; туфы: 4 — андезитобазальтовых порфиритов; 5 — плагиоклазовых андезитобазальтовых порфиритов; 6 — андезитовые порфириты; 7 — дацитовые порфириты; 8 — туфы дацитов: а — витрокластические, б — кристалловитрокластические, в — литокристалловитрокластические; 9 — риолитовые порфиры; 10 — лахаровидные образования; 11 — туфоалевролиты и туфопесчаники; 12 — тектонические нарушения: а — разломы, б — зоны расщепления и трещиноватости; 13 — рудные тела

рессии и др.), к которым приурочены рудные поля, а к отдельным элементам этих рудоносных структур — рудные тела.

К локальным вулканическим структурам относятся жерловины линейного типа, тяготеющие к разломам и трещинам; с ними ассоциируют дайкообразные субвулканические тела. Так, в Центральном Казахстане вдоль таких структур развиваются вторичные кварциты. Но и здесь рудные тела (жилы, штокверки, рудные столбы), сложенные сульфидами, локализируются часто в местах пересечения линейных структур с поперечными или косыми разрывами; в таких же участках концентрируются экструзивные тела и другие вулканические формы.

### Вулкано-купольные структуры

Вулкано-купольные структуры — общее название положительных вулканических или вулкано-тектонических структур куполовидной (в плане округлой или овальной) формы различного масштаба, в строении которых существенную роль играют различные вулканы, иногда переслаивающиеся с осадками. В пределах этих структур развиты вулканы разнообразных фаций — эффузивные, пирокластические, экструзивные и субвулканические, главным образом жерловой—прижерловой и промежуточной зон. По составу они принадлежат преимущественно к андезитам, часто к дацитам и риолитам, реже к базальтам. Прежде, когда еще не проводились палеовулканические реконструкции на площади рудных районов и полей, подобные структуры относились к тектоническим структурам различных масштабов — к куполовидным под-

нятиям (в случае сложного строения — к антиклинориям), куполам или брахиантиклиналям. В настоящее время установлена вулканическая или вулкано-тектоническая природа этих структур и их важная роль в локализации оруденения различного типа в палеовулканических областях как геосинклинальных (Урал, Алтай, Кавказ и др.), орогенных (Центральный Казахстан), так и зон активизации (Северо-Восток СССР, Забайкалье, США, Боливия и др.), а также на платформах [16, 34, 35, 44].

Среди вулкано-купольных структур и соответствующих им по масштабам рудоносных площадей могут быть выделены три группы: 1) крупные вулкано-тектонические поднятия (многие десятки — первые сотни километров в поперечнике) с рудными районами, структурные особенности которых определяют позицию рудных полей; 2) средние по размерам (единицы и десятки километров) вулканические структуры (стратовулканы) и вулкано-тектонические поднятия второго порядка, к которым приурочены рудные поля; 3) мелкие вулканические структуры (десятки — сотни метров), представленные вулканическими куполами (лавовые, экструзивные и др.), развитыми на месторождениях.

*Крупные вулкано-тектонические поднятия.* Эти структуры первого порядка — сложные образования, в основе которых находятся положительные тектонические структуры, испытывавшие неоднократные поднятия или замедленные по сравнению с соседними зонами прогибания. Рудоносные вулкано-тектонические поднятия, являющиеся вулканогенно-рудными центрами, обычно развиваются на уже консолидированном складчатом основании во вторичных геосинклиналях (Рудный Алтай, Малый Кавказ, Балканы) или в орогенных областях (Центральный Казахстан), а также на фундаменте платформ или срединных массивов в зонах активизации (Забайкалье, Северо-Восток СССР и Дальний Восток, Родопский массив на Балканах и др.). Эти геоструктуры имеют достаточно мощную кору континентального, иногда переходного типа, поэтому они сложены вулканитами андезитового, дацитового и риолитового состава при подчиненном значении базальтов. К структурам такого типа относится, например, Кафанская вулканогенная брахиантиклиналь, сформированная вулканическими образованиями андезитовой формации. Ее следует считать вулкано-тектоническим поднятием, к которому приурочен одноименный колчеданоносный район.

Другим примером могут служить вулканогенные геоантиклинали алтайского полиметаллического пояса. Эти поднятия (Алейское, Синюшинское) являются, по Г.Ф. Яковлеву и М.Ф. Микунову, девонскими вулкано-тектоническими структурами Рудного Алтая (рис. 2). В их пределах развиты вулканы жерловой—прижерловой и промежуточной зон фаций базальт-риолитовой формации среднедевонско-франского возраста, девонские и более молодые герцинские гранитоиды. Вулканы кислого, отчасти основного, состава повышенной мощности (1—3 км) сосредоточены на склонах поднятий, где они обычно слагают депрессии — вулкано-тектонические структуры второго порядка. Вулканы разнообразных фаций переслаиваются здесь с осадочными отложениями, количество которых сокращается к центральным частям

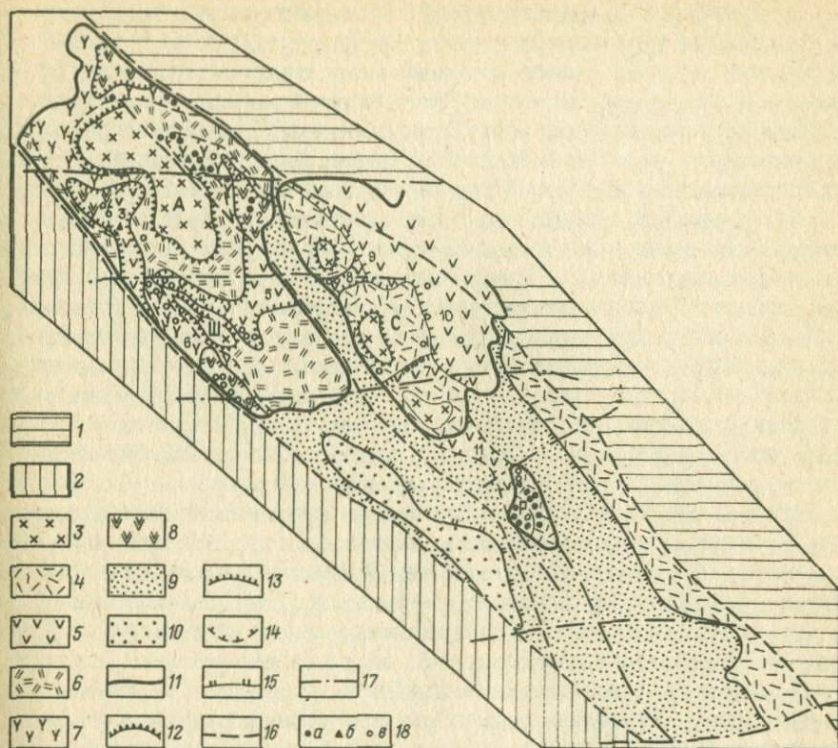


Рис. 2. Схема размещения вулканогенно-рудных центров Рудного Алтая (по Г.Ф. Яковлеву, М.Ф. Микунову, В.В. Авдонину).

1 – Горноалтайская область; 2 – Калбинская геосинклинальная система; 3 – центральные части вулканогенных поднятий; 4 – эйфельская субформация; 5 – позднейфельские комплексы; области последовательного развития комплексов живетско-раннефранской субформации: 6 – преимущественно риолитовых, 7 – риолитовых и базальт-риолитовых, 8 – контрастных базальт-риолитовых; терригенные формации: 9 – геосинклинальных прогибов, 10 – геоантиклиналей; границы: 11 – вулканогенно-рудных центров I порядка, 12 – вулканогенных геоантиклиналей II порядка, 13–14 – вулcano-тектонических депрессий (13 – раннего, 14 – позднего этапов), 15 – геоантиклиналей; региональные разломы: 16 – I порядка, 17 – II порядка; 18 – месторождения: а – полиметаллические, б – барит-полиметаллические, в – колчеданно-полиметаллические.

Вулканогенно-рудные центры: А – Алейский, С – Синоюшинский, Р – Ревнюшинский, Ш – Шемонаихинский. Вулcano-тектонические депрессии: 1 – Таловско-Рубцовская, 2 – Змеиногорская, 3 – Успенско-Раздольнинская, 4 – Приубинская, 5 – Большереченская, 6 – Прииртышская, 7 – Лениногорская, 8 – Снегирихинская, 9 – Сакмарихинская, 10 – Листвяжная, 11 – Березово-Тургусунская

вулcano-тектонических поднятий, где появляются красноцветные осадки, уменьшается роль основных вулканитов (риолитовая подформация). На таких участках наблюдаются несогласия, а мощности отложений девона сокращаются до 500 м; все это обусловлено неоднократными поднятиями, чередующимися с опусканиями.

В направлении к разделяющим описываемые поднятия геосинклинальным прогибам уменьшается количество лав, лавобрекчий и грубой пирокластики кислого состава, увеличиваются содержание тонкого туфогенного и осадочного материала, количество вулканогенных пород основного состава, которые здесь пространственно связаны с разломом глубокого заложения типа Иртышской зоны смятия. В прогибах накапливались мощные (3—5 км) толщи терригенно-базальтовой формации.

Вулканогенные поднятия характеризуются мозаично-блоковым строением. Оно выражается в их расчленении разломами разных направлений на вулканотектонические блоки (депрессии и поднятия второго порядка). Вулканотектонические депрессии, связанные часто с разломами глубокого заложения — продольными северо-западного или поперечными субширотного простираний, — прослеживаются вдоль них на многие десятки километров, как, например, Прииртышская вулканотектоническая депрессия, находящаяся в висячем боку Иртышского глубинного разлома. Некоторые структуры, ограниченные разломами нескольких направлений, напоминают кальдерообразные депрессии (Успенская, Большереченская). Вулканотектонические депрессии занимают различную тектоническую позицию по отношению к вулканотектоническим поднятиям. Это внутренние депрессии (Успенская), характеризующиеся слабым развитием вулканитов основного состава, значительным распространением осадочных, туфогенно-осадочных и кремнистых отложений, слабой дислоцированностью этих образований; краевые депрессии, приуроченные к представленным глубинными или региональными разломами зонам сопряжения вулканотектонических поднятий и геосинклинальных прогибов; в этих депрессиях, насыщенных вулканитами, в том числе основного состава, породы значительно дислоцированы и метаморфизованы.

Все промышленные колчеданно-полиметаллические месторождения Рудного Алтая ассоциируют с раннегеосинклинальной базальт-риолитовой формацией девона. В размещении месторождений этого района большое значение в первую очередь имеют вулканотектонические поднятия первого порядка: так, на территориях Алейского и Синюшинского поднятий находятся колчеданно-полиметаллические месторождения, содержащие соответственно 55 и 44 % условных запасов суммы главных металлов. К осложняющим их структурам второго порядка — вулканотектоническим поднятиям и депрессиям, представляющим собой длительно развивавшиеся вулканогенно-рудные центры, — приурочены рудные районы. Позиция рудных полей определяется главным образом вулканокупольными структурами третьего порядка (стратовулканы и др.), межвулканическими депрессиями и т.д. Более мелкие структуры — вулканические купола (лавовые, экструзивные и др.), межкупольные, вершинные депрессии стратовулканов, контактовые зоны субвулканических и гиповулканических тел, синвулканические разломы и зоны трещиноватости, по представлению автора, обуславливают размещение и структурно-морфологические особенности месторождений.

*Стратовулканы.* К ним тяготеют обычно рудные поля. Связаны стра-

товулканы с проявлениями центрального вулканизма. Это тип вулканических структур распространен во многих вулканических поясах и формируется в различные этапы развития подвижных зон, но особенно в этапы орогенеза и активизации. Вулкано-купольные структуры приурочены к пологим антиклинальным сводам и флексурам, осложненным разрывными нарушениями, обычно к участкам пересечения длительно формировавшихся разломов. Они обладают округлой или слегка вытянутой формой в плане и имеют диаметр от нескольких километров до 15 км; их высота — первые сотни метров. В поперечном разрезе форма их близка к усеченному конусу с крутыми (до  $40^\circ$ ) склонами; при асимметричном строении углы падения пологих склонов —  $10-20^\circ$ . В палеовулканических областях вулкано-купольные структуры бывают часто деформированы, залегают крутонаклонно, как, например, на Тишинском рудном поле (Рудный Алтай).

Основанием вулкано-купольных построек служат базальты щитовых вулканов (Южный Урал), чаще осадочные и метаморфические комплексы пород (Рудный Алтай). Нижние части этих структур сложены андезитами, иногда и базальтами, верхние — вулканитами кислого состава — дацитами, риолитами. В строении стратовулканов принимают участие покровы и туфы с различной размерностью обломков (преобладают грубообломочные), которые переслаиваются с туфогенно-осадочными отложениями. Большую роль играют субвулканические тела, представленные лакколитами, штоками и силлами, экструзивы (особенно в экструзивных вулкано-купольных структурах), а также жерловины и некки. Поэтому вулкано-купольные постройки относятся к структурам жерловых-прижерловых зон.

Залегание и форма указанных тел, особенно их контактов, прослои туфов и различные элементы вулканической тектоники, в том числе синвулканические разломы (кольцевые, радиальные) и зоны трещиноватости, имеют важное значение в размещении месторождений и локализации оруденения. В связи с этим, с одной стороны, встречаются пластообразные и линзовидные залежи сплошных и прожилково-вкрапленных руд, приуроченные к пологим структурам напластования на склонах палеовулканов и к осложняющим их мелким (сотни метров — первые километры в поперечнике) экструзивным куполам (например, колчеданные месторождения Рудного Алтая, Урала, Японии). Туфогенно-осадочные отложения, выполняющие мелкие межкупольные и другие депрессии, вмещают сингенетичные пластовые залежи гидротермально-осадочных руд (Сибай, Левиха на Урале). С другой стороны, в секущих синвулканических разломах и зонах трещиноватости локализованы крутые рудные тела чаще всего прожилково-вкрапленных руд; на отдельных месторождениях отмечаются столбо- и гнездообразные тела, а также штокверки, приуроченные к вулканическим жерлам. Сочетание этих различных типов рудных тел приводит к образованию месторождений сложной морфологии.

Примеры рудных полей, связанных с такими вулкано-купольными структурами, весьма многочисленны: рудное поле Вест-Шаста (США) со

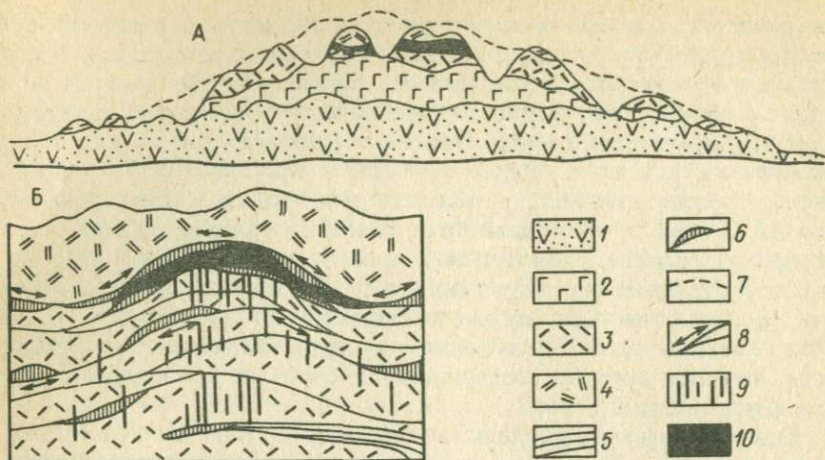


Рис. 3. Строение вулcano-купольной структуры полиметаллического рудного поля Вест-Шаста в США (по А. Кинкелю). Геологические разрезы: А – рудного поля, Б – месторождения Мальмот.

1 – зеленокаменные породы; толщи риолитовой формации: 2 – нижняя, 3 – средняя, 4 – верхняя, 5 – кремнистые сланцы; 6 – прослой пирокластов; 7 – основные экранирующих сланцев; 8 – поверхности напластования пород; 9 – трещины кливажа; 10 – руды

свинцово-цинковыми месторождениями (рис. 3); Маднеульское с колчеданно-полиметаллическими месторождениями и Паладаурское с железорудными проявлениями в Южной Грузии; Сибайское, Учалинское и другие с медноколчеданными на Южном Урале; Тишинское и другие с колчеданно-полиметаллическими месторождениями на Рудном Алтае.

Строение вулcano-купольных структур может быть простое (без кальдерной стадии развития) и сложное (с кальдерной стадией). В первом подтипе стратовулканы являются, как правило, одножерловыми, причем жерловины выражены слабо, залечены некками или субвулканическими телами обычно кислого состава; поэтому для поступления гидротермальных растворов использовались синвулканические разломы и зоны трещиноватости. Вершинные депрессии отсутствуют или слабо проявлены. Такой сравнительно простого строения палеовулкан представлен, например, на Сибайском рудном поле (Южный Урал). Здесь околочершинная пологая депрессия расположена на склоне вулcano-купола. В ней главным образом и происходило рудоотложение, поэтому строение рудных тел простое – это согласные или линзовидные залежи.

Стратовулканы бывают более крупными, иногда многожерловыми. У них хорошо проработаны жерловые зоны, которые фиксируются некками, экструзивами и субвулканическими телами нескольких поколений как кислого, так и другого состава; обычно эти жерловины хорошо проницаемы для рудоносных растворов, отлагающих в них протяженные по вертикали столбообразные тела прожилково-вкрапленных руд. В

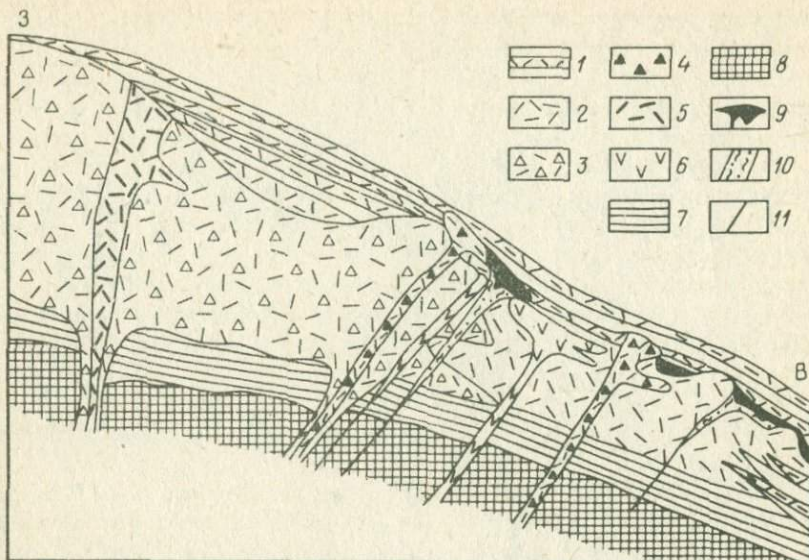


Рис. 4. Геологический разрез вулcano-купольной структуры, к склону которой приурочено Тишинское рудное поле на Алтае.

Фашии вулканитов кислого состава различных зон: 1 — удаленной, 2 — промежуточной, 3 — жерловой-прижерловой, 4-5 — субвулканической и экструзивной (5 — с автомагматическими брекчиями); 6 — субвулканические породы основного состава; 7 — осадочные отложения; 8 — комплекс палеозойских пород основания вулканов; рудные тела: 9 — сплошных руд, 10 — прожилково-вкрапленных; 11 — разломы

вершинной части возникают кратерно-кальдерные депрессии, выполненные осадочно-туфогенными отложениями и базальтами. В них же формируются пологие пластовые залежи, чаще всего гидротермально-осадочных руд. Последние в сочетании с крутыми рудными телами в жерловинах характеризуют сложные структурно-морфологические типы колчеданных месторождений, расположенных на площади таких рудных полей, примером которых может служить Николаевское рудное поле на Рудном Алтае и др.

Рудные поля с медноколчеданными месторождениями обычно приурочены к центральным частям вулcano-куполов (Алавердское, Кафанское и другие рудные поля на Малом Кавказе). Рудные поля с колчеданно-полиметаллическими месторождениями находятся, как правило, на склонах вулcano-купольных структур, осложненных мелкими вулканами, экструзивными и лавовыми куполами, а также субвулканическими телами (Тишинское поле и другие на Рудном Алтае — рис. 4).

В Афганистане (пустыня Регистан) Б.Я. Вихтером, Г.К. Еременко и В.М. Чмыревым выявлен и описан вулканический карбонатитовый комплекс Ханнешин плиоцен-четвертичного возраста с апатит-магнетитовым и редкометалльным оруденением. В состав комплекса входят карбонатиты, образующие вулканическую постройку центрального типа,

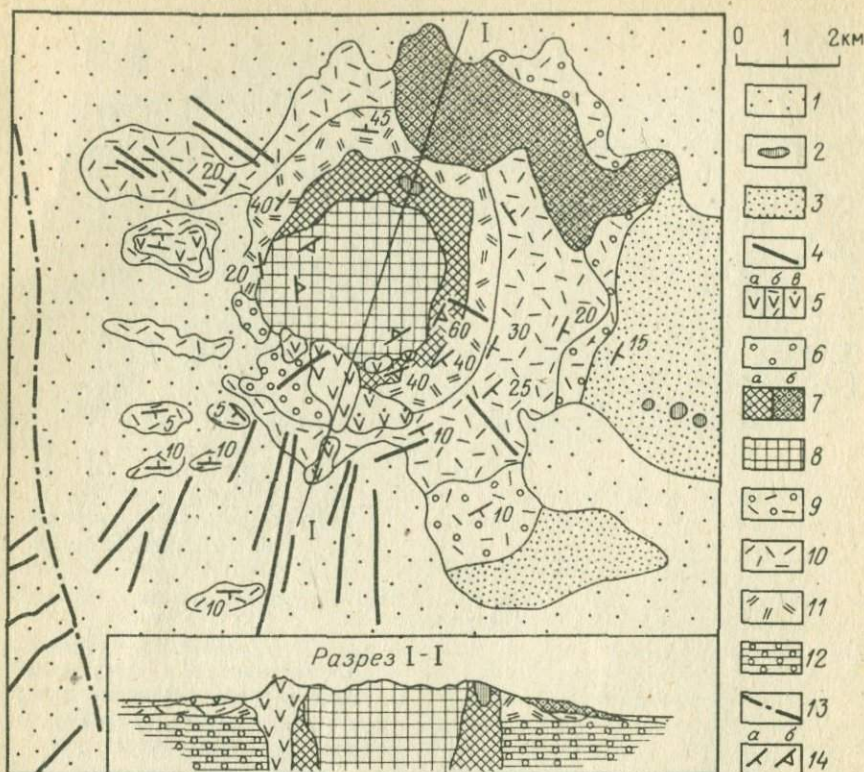


Рис. 5. Схема строения карбонатитового вулкана Ханнешин в Афганистане (по Б.Я. Вихтеру, Г.К. Еременко, В.М. Чмыреву).

1 – современные золотые отложения; 2 – лейцитовые фонолиты; 3 – туфогенные песчаники; 4 – дайки кальцитовых карбонатитов; 5 – альвикиты: а – жерловая фация, б – лавовые потоки, в – агломераты; 6 – грубослоистые разнообразномочные карбонатитовые туфы; 7 – анкерит-баритовые карбонатиты: а – жерловая фация, б – туфобрекчии; 8 – севиты; 9 – зеленые грубообломочные карбонатитовые туфы; 10 – оранжевые карбонатитовые туфы и туффиты; 11 – кирпично-красные карбонатитовые туфы; 12 – конгломераты неогена; 13 – разлом, фиксируемый на аэрофотоснимках; 14 – элементы залегания: а – слоистости, б – флюиальности

и лейцитовые фонолиты, давшие излияния трещинного типа. Карбонатитовая вулканическая структура Ханнешин (диаметр в основании 6,5 км) возвышается над уровнем окружающей равнины на 700 – 750 м. Она представляет собой сильно эродированный древний вулкан с четко выделяющимся магмовыводящим аппаратом и реликтами туфового конуса (рис. 5). Углы падения пород конуса в центральной части 40–45°, в периферической – 10–30°. Центральная часть аппарата выполнена штоком севитов диаметром около 3 км. Последний окружен экстрюзией анкерит-баритовых карбонатитов, прорывающих севиты и содержащих их ксенолиты. В составе комплекса установлены следующие разновидности пород (от ранних к поздним): 1) туфы и туффиты кар-

бонатитов, слагающие конус; 2) светло-серые севиты центрального штока; 3) черные анкерит-баритовые карбонаты экструзивного кольца и связанные с ними лахаровые брекчии; 4) серые плотные альвикиты малых экструзивных штоков, лавобрекчии альвикитовых потоков, а также приуроченные к ним грубослоистые туфы кратера и жерловые агломераты; 5) карбонаты даек; 6) лейцитовые фonoлиты.

Следует подчеркнуть, что благоприятны для рудоотложения вулканогенные структуры (как положительные, так и отрицательные) и их отдельные участки, чаще всего секторные блоки, испытывавшие длительное, часто унаследованное развитие и поэтому характеризовавшиеся более сложным строением по сравнению с аналогичными более простыми структурами. Именно к таким структурам бывают приурочены крупные месторождения.

### Вулкано-биклиальные структуры

Вулкано-биклиальные структуры установлены в колчеданосной провинции Южного Урала, но, вероятно, пользуются значительным развитием и в других районах, пока еще недостаточно хорошо изученных. К таким структурам, как региональным, так и локальным, по Э.Н. Эрлиху, относятся положительные вулкано-тектонические и вулканические формы, которые образуются на месте депрессий палеовулканического рельефа [17]. Промежуточные части разреза характеризуются постепенными изменениями залегания пород: от синклинального в нижних горизонтах до антиклинального в верхних. Такие структурные формы — результат перекомпенсации вулканитами (особенно грубопирокластическими и лавовыми фациями) вулкано-тектонических депрессий и кальдер, что происходит обычно при переходе от прибрежно-морских к наземным условиям вулканизма, вследствие чего эти первично отрицательные формы бывают выражены в рельефе вулканическими хребтами, грядами и нагорьями. Биклиальные структурные формы выявлены на площадях Южно-Ирендькской и Макан-Гайской колчеданосных зон.

Одна из таких биклиальных зон в поперечном сечении имеет форму двояковыпуклой линзы высотой 5 км, шириной 15—20 км и длиной многие десятки — первые сотни километров. Нисходящие движения большой амплитуды (5 км) выражались в интенсивном прогибании зоны, ограниченной краевыми разломами и поэтому происхождение этой региональной биклиальной структуры — вулкано-тектоническое. Ее строение определяет позицию рудных полей (например, Маканского и др.), на площади которых развиты локальные биклиальные структуры. В краевых частях таких структур наблюдаются синвулканические разломы и зоны трещиноватости, к которым приурочены живообразные рудные тела. В центральных частях биклиналей, в контакте вулканических брекчий и туфов с менее проницаемыми породами, например, с лавами, локализуются согласные пластообразные или линзовидные залежи, в лежачем боку которых по рудоподводящим зонам трещиноватости и расланцевания отмечаются прожилково-вкрапленные руды (рис. 6).

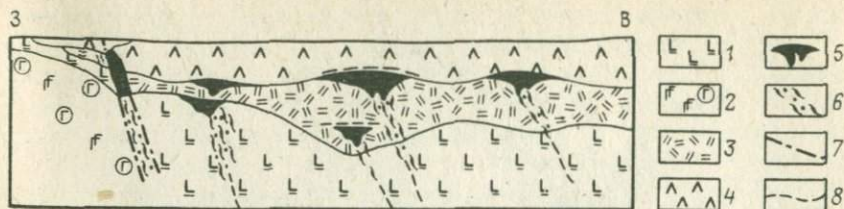


Рис. 6. Строение вулкано-биклиальной структуры, к которой приурочено медноколчеданное рудное поле на Южном Урале (по А.И. Кривцову).

1 — вулканические брекчии спилитов; 2 — андезитобазальтовые порфиры; 3 — туфы дацитовых порфиритов; 4 — андезиодацитовые порфиры; медноколчеданные руды: 5 — массивные, 6 — прожилково-вкрапленные; 7 — синвулканические разломы; 8 — зоны повышенного расщепления и трещиноватости

В северной части Макан-Гайской зоны вулканогенные образования, слагающие три толщи (снизу вверх) — андезит-базальтовую, андезит-дацитовую и дацитовую, формируют локальную биклиаль [17]. Породы верхней части разреза андезит-базальтовой толщи образуют в основании подзоны выступы и впадины, разделенные разломами с амплитудой 150—250 м. Вулканы андезит-дацитовой толщи не только выполняют эти впадины, но образуют над ними и положительные формы. Эта толща слагает группу двояковыпуклых линз высотой до 250 м при ширине 500—750 м и углах наклона пород 10—30°. Верхняя толща, завершающая становление формации, нивелирует палеорельеф предшествующего этапа вулканизма.

#### ОТРИЦАТЕЛЬНЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ И ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ РУДНЫХ РАЙОНОВ И ПОЛЕЙ

Среди рудоносных вулканоструктур многие геологи большое внимание уделяют отрицательным вулканотектоническим структурам палеовулканических областей [2, 3, 13, 16, 17, 19, 20, 25, 40, 44 и др.]. Объясняется это тем, что эти структуры играют важную роль в локализации руд железа, меди, свинца, цинка, золота, серебра, олова, молибдена, урана и других металлов, а также неметаллического сырья — исландского шпата, флюорита, барита, каолина и др. К вулканическим депрессиям приурочены главным образом вулканогенные месторождения — гидротермальные, гидротермально-метасоматические, гидротермально-осадочные, комбинированные; они имеют различную морфологию рудных тел — пластовую, жильную, штокверковую и более сложную. В палеовулканических провинциях с ними чаще, чем с положительными структурами, связано оруденение. Так, Н.П. Лаверовым при анализе данных по 50 рудным районам, расположенным в пределах континентальных вулканических поясов СССР и американского сектора Тихоокеанского пояса, установлено, что подавляющее большинство из них (80%) локализовано внутри вулканических депрессий или в их краевой кальдерной зоне.

Среди рудоносных отрицательных вулканотектонических структур

наибольшим развитием пользуются кальдеры, классификация и рудоносность которых были рассмотрены, в частности, П.Д. Яковлевым. Им выделены четыре структурных типа этих структур: 1) взрывные кальдеры — без кольцевых и радиальных нарушений; 2) кальдеры с опущенным цилиндрическим блоком; 3) комбинированные — взрывные с опущенным центральным блоком; 4) скрытовулканические депрессии [3].

В вулканических поясах Дальнего Востока среди отрицательных вулкано-тектонических структур, контролирующих размещение эндогенных месторождений, Г.М. Фрейд различает три типа таких структур: 1) вулкано-тектонические депрессии, образовавшиеся при тектонических перемещениях фундамента вулканических поясов; 2) кальдерообразные депрессии, сформировавшиеся при проседании кровли над периферическими магматическими очагами; 3) полигенные вулкано-тектонические депрессии, возникшие благодаря наложению структур второго типа на депрессии первого типа [40].

Установлена важная роль вулкано-депресссионных структур различных типов в размещении колчеданных месторождений меди, цинка и свинца в раннегеосинклинальных палеовулканических провинциях Урала, Алтая, Кавказа, Японии и других территорий [2, 17, 37, 44]. Выделяются троговые (рифтовидные), кальдерообразные, межвулканические и межзупольные депрессии, имеющие различные масштабы и играющие разную роль в локализации колчеданного оруденения.

В связи с появлением новых данных продолжается совершенствование систематики геолого-генетических типов рудоносных отрицательных вулкано-структур, уточняются их позиции в различных вулканических поясах и областях, место в истории развития последних, определяются размерность этих структур, которые бывают как очень крупными (глобальными), так средними (региональными) и небольшими (локальными), и соответственно масштабы связанных с ними рудоносных площадей (металлогенические пояса и зоны, рудные районы и поля, месторождения).

На основании анализа многочисленных данных и с учетом имеющихся классификаций среди рудоносных отрицательных вулкано-структур могут быть выделены следующие типы (см. табл. 1): 1) вулкано-тектонические депрессии, 2) кальдеры и кальдерообразные депрессии, 3) межвулканические и 4) скрытовулканические депрессии [44].

### **Вулкано-тектонические депрессии**

К вулкано-тектоническим депрессиям относятся линейные и изометричные грабенообразные впадины, в образовании которых принимают участие тектонические и вулканические процессы. Значение последних для формирования того или иного типа вулкано-структур неравноценно. При становлении кальдер, как установлено давно и подтверждено геофизическими данными в областях молодого вулканизма (Камчатка, Курилы), активным началом является вулканический процесс. При

возникновении же описываемых вулcano-тектонических депрессий главную роль играет блоковая тектоника. По мнению Г.М. Фремда [40], решающее значение оказывали тектонические факторы, связанные с общегеологическими процессами (развитие свода, краевых прогибов и т.д.). Подобные депрессии образуются в результате погружений блоков фундамента, сопровождаемых мощными, преимущественно трещинными эффузиями и эксплозиями первичной магмы, а затем продуктов ее дифференциации. Депрессии этого типа ограничены системами глубинных и оперяющих их прямолинейных, реже дугообразных разломов. Рудоносность депрессий определяется металлогеническими особенностями специализированных глубинных разломов.

Вулcano-тектонические депрессии распространены во всех геоструктурных зонах Земли и формируются на разных этапах их развития. В-первых, они встречаются в эвгеосинклиналях, где связаны с начальными этапами заложения этих зон. Так, на западном склоне Южного Урала к ранним депрессиям относится Блявинско-Киндерлинская зона (трог), к которой приурочены медноколчеданные месторождения, а на восточном склоне (в Мугоджарах) — Домбаровская колчеданосная зона (рифтовидный прогиб). Следует подчеркнуть, что во вторичных геосинклиналях типа Рудно-Алтайской на ранних этапах их развития вулcano-тектонические депрессии (внутренние и краевые) осложняют крупные вулcano-тектонические поднятия или эвгеоантиклинали [44]. Во-вторых, вулcano-тектонические депрессии часто связаны с крупными сводчато-купольными поднятиями областей орогенеза или активизации древ их платформ. Депрессии здесь наблюдаются в центральных частях таких сводов или на их периферии [40]. В-третьих, к вулcano-тектоническим депрессиям, распространенным на континентах (платформах), а также в срединно-океанических хребтах, относятся рифты.

Наибольшую роль в локализации оруденения среди палеовулcano-структур играют вулcano-депресссионные структуры, осложняющие сводовые поднятия зон орогенеза и областей активизации платформ.

Вулcano-тектонические депрессии имеют значительные размеры: многие десятки и даже первые сотни километров в длину, несколько километров — первые десятки километров в ширину для депрессий линейного типа (троги, рифты) и многие десятки километров в том случае, если имеют в плане изометричную форму. Следовательно, они представляют собой региональные вулcano-тектонические структуры, к которым приурочены рудоносные зоны или рудные районы. Они определяют позицию рудных полей, а осложняющие их более мелкие вулcano-структуры — строение последних. Наряду с крупными вулcano-тектоническими поднятиями, такие структуры являются первичными вулcanoгенно-рудными центрами [5, 29].

Вулcano-тектонические депрессии рассматриваются как основные структурные единицы, которые участвовали в формировании верхних горизонтов литосферы и в пределах которых развивались процессы магматизма и рудообразования.

Среди вулcano-тектонических депрессий можно выделить (см. табл.

1): 1) вулканогенные трогои, 2) вулканогенные рифты, 3) моногенные вулканотектонические депрессии (простые и сложные) и 4) полигенные вулканотектонические депрессии.

*Вулканогенные трогои* — части более крупных вулканотектонических трогов эвгеосинклиналей. Они размещаются в краевых частях консолидированных структур — платформ, срединных массивов, геоантиклинальных поднятий, в зонах сопряжения последних с геосинклинальными прогибами.

Эти трогои, имеющие мозаично-блоковое строение, ограничены глубинными разломами, которые фиксируются поясами гипербазитов (это свидетельствует о их возможной связи с верхней мантией). Широкое развитие в таких трогох толеитовых базальтов, формировавшихся без взаимодействия с коровым материалом и при отсутствии дифференциации в промежуточных очагах, определило базитовый профиль колчеданных месторождений (обогащение кобальтом и никелем, обеднение золотом, мышьяком и др.) в рудоносных провинциях, связанных с подобными структурами. Эти и другие особенности крупных вулканотектонических трогов, слагающих их формаций, вулканических структур и месторождений охарактеризованы на примере Северных Мугоджар [2, 14]. На территории этой колчеданосной области Урала находится Домбаровская зона. Она приурочена к сопряжению Магнитогорского геосинклинального прогиба и Восточно-Уральского геоантиклинального поднятия, выполнена мощными позднесилурийско-раннедевонскими базальтовыми и кремнисто-базальтовыми формациями начальной стадии развития эвгеосинклинали, вулканиты которых являются продуктами трещинных излияний. Затем образовалась контрастная базальт-риолитовая формация раннедевонско-эйфельского возраста, которая завершила замыкание трогоа в раннегеосинклинальную стадию, причем кислые члены этой формации представлены только субвулканическими натровыми риолитовыми порфирами.

Домбаровский вулканогенный трог имеет мозаично-блоковое строение. Поперечными, продольными и диагональными разломами он расчленен на вулканотектонические блоки, испытывавшие неоднородные погружения, иногда относительные поднятия. Вдоль разломов сформировались узкие приразломные локальные прогибы трогового типа. В пре-

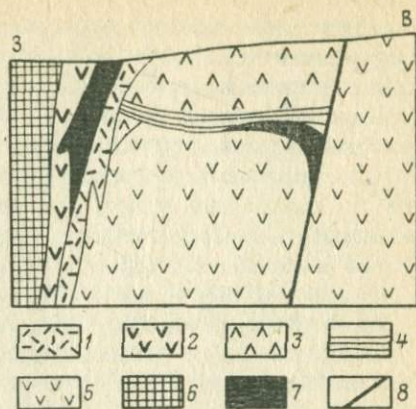


Рис. 7. Строение вулканогенного трогоа и колчеданосного рудного поля на Южном Урале (по М.Б. Бородаевской, А.И. Кривцову, В.Б. Шишакову).

Субвулканические дайки: 1 — кислого состава, 2 — основного состава; 3 — андезитобазальтовые порфиры; 4 — осадочные отложения; 5 — базальтовые порфиры и диабазы; 6 — комплекс пород основания вулканогенного трогоа; 7 — рудные тела; 8 — разломы

делах одной из таких структур, названной Весенне-Домбаровским трогом, размещается рудное поле, характеризующееся наличием кругопадающих разломов, ограничивающих вулкано-тектонические блоки второго и третьего порядков (рис. 7). Эти разломы фиксируются субвулканическими телами основного и кислого состава, которые концентрируются в участках пересечения продольных и поперечных разломов. К ним же приурочены уплощенные линзы и жиллообразные тела медно-колчеданных месторождений. Иногда такие тела комбинированы с пологими залежами, согласными с напластованием пород и тяготеющими к пологим частям кислых субвулканических тел (месторождение им. 50 лет Октября). Масштабы оруденения в этом случае резко возрастают. В связи с тем, что в соседних вулкано-тектонических поднятиях в позднегеосинклинальный этап сформировались пострудные интрузии габбро-плагиогранитной формации, на указанных месторождениях руды и околорудные метасоматиты преобразованы — метаморфизованы и регенерированы. К троговым структурам относится также Блявинско-Киндерлинская колчеданоносная зона (западный склон Южного Урала), на площади которой находится Блявинское рудное поле.

*Вулканогенные рифты* пользуются большим распространением на земном шаре. Они различаются по возрасту, размерам, морфологии структурных форм, масштабу вулканизма, химизму его продуктов, часто весьма разнообразных, величине теплового потока, структуре магнитного поля и другим характеристикам. Среди глобальных и региональных рифтовых систем и поясов по их пространственному положению и глубинному строению Е.Е. Милановский и другие исследователи выделяют три категории рифтов: континентальные (материковые), межконтинентальные и внутриокеанические. Рифты первых двух категорий в свою очередь разделяют на эпиплатформенные и эпиорогенные. Континентальные эпиплатформенные рифты (Восточно-Африканский, Байкальский) характеризуются щелочным магматизмом, а эпиорогенные (Кордильерский) — известково-щелочным; межконтинентальные (например, Красноморский) таким же типом вулканизма. В срединно-океанических рифтах (Атлантический, Тихоокеанский) развиты продукты базальтового магматизма.

Помимо указанных рифтовых поясов Г.М. Фремд считает возможным выделять окраинно-материковые рифтовые системы, к которым относит глобальный Восточно-Азиатский вулканический пояс, состоящий в свою очередь из серии рифтогенных структур регионального масштаба. Они установлены, например, среди орогенных структур позднемелового возраста на площадях Восточно-Сихотэ-Алинского, Хинганско-Охотского и других вулканических поясов. Депрессии представлены здесь грабенами длиной десятки километров (до 100 км), приуроченными к зонам глубинных разломов. Структуры такого типа (Ноттинская, Селенчинская и др.), по Г.М. Фремду и В.И. Рыбалко, связаны с Центральным Сихотэ-Алинским тектоническим швом. Большое число протяженных продольных разломов расчленяет днища рифтов на серию узких блоков со значительными амплитудами перемещения.

Борта депрессии также имеют ступенчатое строение. Рифтовые депрессии выполнены вулканитами кислого и среднего состава, а также грубообломочными вулканогенно-осадочными породами, слагающими низы разреза. Общая мощность отложений достигает 1,5 км. Обычными вулканитами для рифтовых депрессий являются андезиты, главным образом лавы, образующие вдоль краевых, реже внутренних продольных разломов протяженные лавовые поля.

К описываемым структурам относятся, например, линейные, протяженностью в несколько десятков километров вулкано-тектонические грабены и прогибы, заложение которых связано с позднемезозойской активизацией. Рифтовые депрессии приурочены к блоку фундамента, испытывавшему устойчивое погружение по отношению к соседним жестким блокам (типа горстов) с гранитоидным фундаментом, на площади которых в иных тектонических условиях развивались кольцевые и изометричные вулкано-тектонические депрессии и вулкано-купольные структуры. Так, по А.П. Ван-Ван-Е и А.Б. Игнатьеву, в линейных вулкано-тектонических грабенах (Хингано-Олонойский) и прогибах (Сутарский) после накопления юрских и меловых субплатформенных осадков в мезозойских прогибах, наложенных на осадочно-метаморфические толщи фундамента, проявился андезито-базальтовый вулканизм, который контролировался региональными разломами. В дальнейшем происходили извержения кислых продуктов вулканизма, а в заключительную стадию мощные извержения игнимбритов, экструзии кислых вулканитов и внедрение гранитов. С периодом активного вулканизма рифтовых депрессий связаны внутриблоковая тектоника, возникновение вулканов, кальдер и других вулканических структур. Для этих грабенообразных прогибов, например Хингано-Олонойского грабена, характерно оловянное оруденение; в меньшей степени им свойственны проявления сурьмяной и другой минерализации.

*Моногенные вулкано-тектонические депрессии.* Эти депрессии, представляющие собой грабенообразные впадины, относятся к вулкано-тектоническим структурам первого типа в понимании Г.М. Фремда [40], т.е. к тем, которые образовались преимущественно благодаря тектоническим подвижкам блоков в период тектно-магматической активизации. Верхний структурый ярус их сложен вулканогенно-осадочными породами и вулканитами, которые прорваны комагматичными интрузивами. Фундамент их обычно сформирован метаморфическими породами докембрия или интрузивными и интенсивно дислоцированными осадочно-вулканогенными отложениями палеозоя.

Эти депрессии имеют изометричную или несколько удлиненную форму (длина 40–50 км, ширина 10–25 км). Внутреннее строение их блюдцеобразное: по периферии слои залегают центриклинально (углы падения до 30°, иногда больше), в центральной (большей) части — горизонтально. В краевых зонах этих структур развиты системы ступенчатых прямолинейных или дуговых разломов, часто залеченных экструзивами, субвулканическими телами и дайками гранитного, гранодиоритового и другого состава. Они связаны с глубокими расколами фунда-

мента, которые в верхнем структурном ярусе представляют собой скрытые разломы, проявленные в виде флексур, зон трещиноватости или перечисленных магматических тел. Помимо этого, в основании депрессий и в вышележащих отложениях, особенно в слоистых толщах, отмечаются пологие межпластовые срывы и зоны дробления. Все эти структурные элементы (крутопадающие разломы и зоны трещиноватости, флексуры и пологие нарушения) используются орудением как в вулканогенно-осадочных отложениях депрессии, так и в породах фундамента (скрытые зоны нарушений). Рудные тела имеют жильную, штокверковую и пластообразную формы.

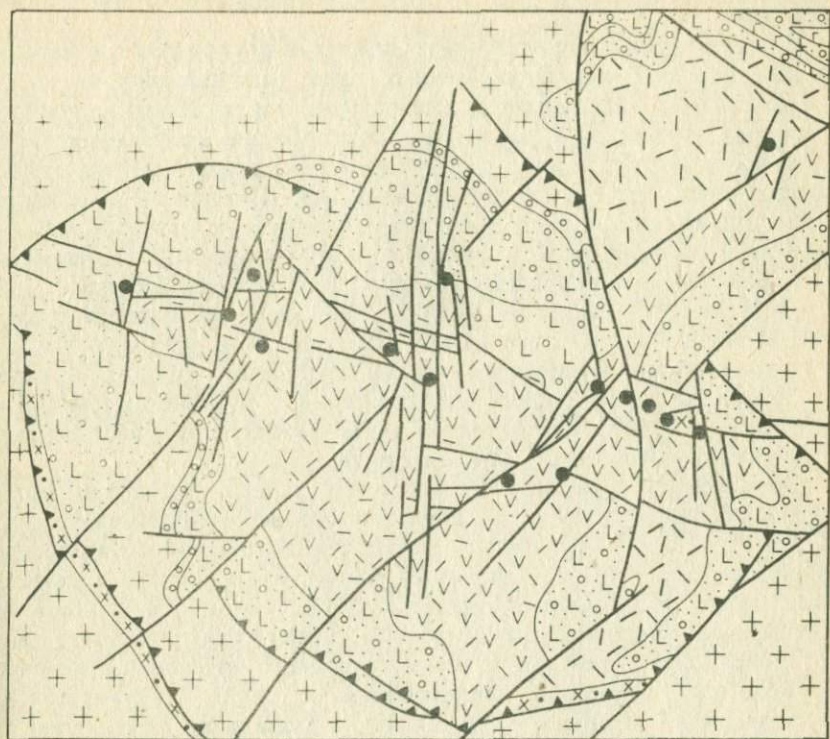
К вулкано-тектоническим депрессиям приурочены месторождения цветных (меди, свинца, цинка), редких (олова, молибдена, сурьмы, ртути), благородных и радиоактивных металлов, а также нерудного сырья — флюорита и др. В пределах депрессий наблюдаются реликты вулканических сооружений (линейных, стратовулканов и др.). Вулкано-тектонические депрессии фиксируются отрицательными аномалиями силы тяжести, которые окружены (за пределами структуры) положительными гравиметрическими полями.

В вулкано-тектонических проседаниях, развитых в областях континентального вулканизма, рудоконтролирующие факторы определяются повышенной жесткостью фундамента, преобладающим распространением вулканитов кислого состава в гетерогенном разрезе, широким проявлением блоковой тектоники, позицией магма- и рудоподводящих разломов во внутренних частях депрессий. Этим обусловлено размещение месторождений во внутренних частях таких вулкано-тектонических структур, где они контролируются продольными разломами и локализируются в местах пересечения их с поперечными и диагональными разрывами (рис. 8). Для этих месторождений характерны пластовые рудные залежи, приуроченные к пачкам переслаивания вулканитов и осадочных отложений, уплощенные штокверки и трещинно-жильные рудные тела, которые иногда прослеживаются в породы фундамента.

Среди моногенных вулкано-тектонических депрессий различают простые (одностадийные) и сложные (многостадийные) депрессии, которые рассматриваются Г.М. Фремдом, В.И. Рыбалко, В.П. Боровковым и А.П. Ван-Ван-Е на примере Восточно-Сихотэ-Алинского, Хингано-Баджальского и других вулканических поясов.

Простым вулкано-тектоническим депрессиям свойственны следующие черты: одностадийное образование, выполнение вулканогенно-осадочными отложениями и вулканитами собственно эффузивных фаций — андезитовыми лавами мощностью 300–800 м в нижней части разреза депрессий, в средней — их туфами, в верхней — туфами и игнимбритами кислого состава мощностью до 1200 м; слабое развитие пород жерловой—прижерловой зоны; преимущественно трещинный характер излияний.

К простым вулкано-тектоническим депрессиям, встречающимся в Восточно-Сихотэ-Алинском поясе, приурочены месторождения и рудопроявления олова касситерит-силикатной и касситерит-сульфидной формаций в виде протяженных, но маломощных рудных тел, связанных



303

ВЮВ

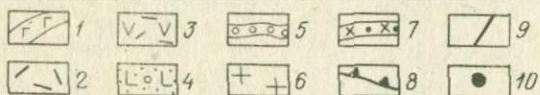
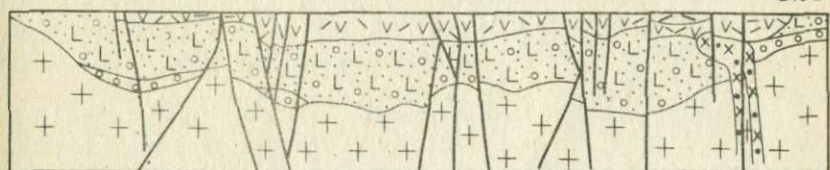


Рис. 8. Схема строения рудоносной вулканогенной депрессии (по И.С. Модникову и др.).

1 — андезитовые и андезитобазальтовые порфириты; 2 — игнимбриты и туфы риолитов и риодацитов; 3 — игнимбриты и туфы риолитов и трахириолитов; 4 — осадочные и вулканогенные породы разного состава; 5 — базальные конгломераты; 6 — породы фундамента депрессии (метаморфические сланцы, гранитогнейсы, граниты, гранодиориты, диориты); 7 — дайки гранит-порфиров, сиенит-диоритов; разломы: 8 — кольцевые, 9 — продольные и поперечные (радиальные); 10 — место-рождения

с краевыми ступенчатыми разломами в пределах складчатого основания. Во внутренних частях депрессий проявления полезных ископаемых отсутствуют.

Сложные вулканотектонические депрессии формируются в нескольких стадий; мощность вулканогенных толщ, выполняющих их, достигает нескольких километров (вдвое больше, чем мощности вулканитов в простых депрессиях); характерно многообразие фаций вулканитов, в том числе экструзивных и субвулканических; развиты вулканогенные породы фаций жерловых—прижерловых зон. Проявление оруденения в этих депрессиях также сложное, что установлено, в частности, А.Е. Антоновым в Лашкерекской депрессии (Средняя Азия), В.П. Боровковым и А.П. Ван-Ван-Е в Каменушинской депрессии на Дальнем Востоке.

Лашкерекская депрессия (площадь 300 км<sup>2</sup>) расположена в центральной части Кураминского хребта. Кольцевая зона депрессии насыщена вулканическими аппаратами, малыми интрузиями и рудопроявлениями. Зональная связь рудной минерализации с вулканотектонической депрессией позволила А.Е. Антонову рассматривать ее вместе с прилегающими участками как самостоятельный рудный район.

Основанием Лашкерекской депрессии служат вулканиты ранне-среднекарбоневой андезитовой формации позднегеосинклинального этапа. Эта структура развивалась в период образования средне-позднекарбоневой андезит-дацитовой формации раннеорогенного этапа в качестве наложенного конседиментационного прогиба. Затем при зарождении раннепермско-раннетриасовой формации позднегеосинклинального этапа она превратилась в результате компенсационного опускания в вулканотектоническую депрессию, приуроченную к поясу северо-восточных зон повышенной проницаемости. Наряду с линейными разрывными нарушениями северо-восточного, северо-западного и субширотного простираний, выделяются полукольцевые разломы. Они сформировались в краевых частях депрессии при ее проседании в период пермского рифтового вулканизма; по полукольцевым разломам происходили сбросы с амплитудой до 1 км.

С позднегеосинклинальными этапами связана серицит-алунитовая и кварц-сульфидная минерализация среднекаменноугольного возраста, с вулканогенными формациями орогенного этапа — такие рудные формации, как кварц-полисульфидная с теллуридами, кварц-серебро-галенитовая с блеклыми рудами и др.

Размещение магматических и рудных проявлений контролируется зонами повышенной проницаемости северо-восточного и северо-западного простираний, причем с последним совпадает ориентировка рудных зон. Большинство рудопроявлений Лашкерекской депрессии пространственно ассоциируют с экструзиями, субвулканическими телами и жерловинами. Такая связь устанавливается и для рудных полей (Кочбулакского, Лашкерекского и др.), которые в целом тяготеют к участкам пересечения зон повышенной проницаемости между собой и с разломами других направлений.

Другим примером может служить Каменушинская вулканотектони-

ческая депрессия мелового возраста (площадь 200 км<sup>2</sup>), расположенная в центральной части Хингано-Баджалского вулканического пояса, проходящего по восточной окраине Буреинского массива. По данным В.П. Боровкова и А.П. Ван-Ван-Е, она сформировалась в результате опускания блоков палеозойского фундамента и приурочена к участку сочленения северо-западных и северо-восточных систем разломов. Депрессия имеет овальную форму, ее длинная ось ориентирована согласно с общим направлением вулканического пояса, по отношению к которому она представляет собой вулкано-тектоническую структуру второго порядка. Среди образований трех меловых вулканогенных комплексов выделяются покровные, околожерловые, жерловые, экструзивные и субвулканические фации. Продукты вулканизма сменялись по схеме: базальты — андезиты — андезитодациты — риолиты — гранит-порфиры; широко развит игнимбритовый вулканизм.

Строение Каменушинской депрессии блоковое, причем в разных блоках преобладают те или иные комплексы пород и формы их вулканического проявления. Это позволяет, учитывая и геологические особенности блоков, по-разному оценивать перспективы поисков эндогенного оруденения в различных частях депрессии. Наиболее перспективными представляются глубоко погруженные блоки, ограниченные сквозными разломами типа расколов фундамента. В них разнообразнее представлен позднемеловой вулканизм, поэтому постмагматические процессы развиты более широко; последние проявились зонально в соответствии с зональным строением Каменушинской вулкано-тектонической депрессии. На ее площади, по данным А.П. Ван-Ван-Е, выделяются четыре структурно-фациальные зоны: 1) кольцевых разломов и даек; 2) внешняя — вулкано-кластических фаций; 3) внутренняя — экструзий; 4) центральная — прикратерная. Во внешней зоне широко распространены туфы, туфогенно-осадочные отложения и породы приконтактной фации экструзий. По петрографическому и химическому составу породы зоны крайне неоднородны; характерные изменения их — аргиллизация. Эта зона наиболее благоприятна для молибденового, мышьякового и флюоритового штокеркового оруденения. В прикратерной зоне преимущественно развиты жерловые фации, трубки взрыва и субвулканические тела. В ней локализуется оловянное и медное оруденение, сопровождающееся вторичными кварцитами, беризитами, эпидозитами.

Сложным вулкано-тектоническим депрессиям иногда свойственна антидромная эволюция вулканизма. Примером такой депрессии, по В.П. Боровкову, может служить Белоянский вулкано-тектонический грабен, являющийся частью Бадырского вулкано-купольного сооружения, размещающегося на участке сочленения двух зон глубинных разломов.

На образование подобных депрессий большое влияние оказывает тектоническая переработка фундамента. Именно по такому принципу развиваются девонские (раннегеосинклинальные) вулкано-тектонические депрессии (грабены) на Рудном Алтае, которые формируются в связи с глубинными и крупными региональными разломами, рассекающими фундамент вулкано-тектонических поднятий (вулканогенных геоантиклиналей) — Алейского, Синюшинского и Ревнюшинского [5].

Структурно-морфологические особенности месторождений, приуроченных к орогенным вулканотектоническим депрессиям континентальных вулканических поясов, выяснены благодаря работам Н.П. Лаверова и А.Е. Толкунова, Л.В. Барсукова, А.Б. Каждана, В.А. Невского и других исследователей [19].

Особенности структурно-морфологических типов месторождений, известных в таких депрессиях, зависят от ряда структурных и литологических факторов: 1) развития крутых или пологих разрывных нарушений, 2) наличия даек и дайкообразных тел среднего и кислого состава, 3) распространения пород, благоприятных по физико-механическим (прочность, пористость) и химическим (например, восстановительным) свойствам.

*Полигенные вулканотектонические депрессии* весьма характерны для вулканических поясов зон активизации — Охотско-Чукотского, Сихотэ-Алинского и др. По мнению Г.М. Фремда, они образуются в результате наложения кальдер, т.е. вулканодепрессионных структур второго типа, на описанные вулканотектонические депрессии первого типа. В начале при погружении блоков фундамента формируются сложные вулканотектонические депрессии, выполненные мощными толщами вулканитов; затем в связи с опусканием кровли близповерхностных магматических очагов, сопровождающим эксплозивную деятельность вулканов, возникают кальдеры проседания, усложняющие первоначальную структуру. Таким образом, в развитии полигенной вулканотектонической депрессии на первых этапах активную роль играет тектоника, а на более поздних — вулканические процессы.

Такие депрессии, распространенные в зонах орогенеза и областях активизации платформ, бывают выполнены, по крайней мере, двумя формациями, каждая из которых образует в соответствующий этап вулканизма и представляет собой совокупность покровных, жерловых, экструзивных и субвулканических фаций, становление которых происходит в определенный вулканический этап в соответствии с закономерной эволюцией состава этих формаций. Породы ранней формации — преимущественно лавы базальтового и андезитового состава — развиты по периферии депрессии, где фундамент неглубоко погружен; с ними связаны дайки и некки (корни трещинных вулканов), приуроченные к краевым разломам. Поздняя риолитовая формация сложена игнимбритами, туфами, породами экструзивной и субвулканической фаций, которые распространены в центральной, наиболее погруженной части депрессии.

Вулканотектонические депрессии выполнены породами контрастных формаций (базальт-андезитовой — риолитовой). Такая магматическая ассоциация объясняется сменой во времени базальтовых излияний из глубинных магматических очагов риолитовыми извержениями из коровых очагов. Вынос на поверхность большого количества магматического материала приводил к перекомпенсации депрессии и образованию вулканического нагорья, вследствие чего эти структуры в рельефе выражены не отрицательными, а положительными формами, представляя в целом, в понимании Э.Н. Эрлиха, вулканобиклинали.

Полигенные депрессии характеризуются сложным внутренним строением и разнообразием разрывных нарушений. Среди последних выделяются дуговые разломы (обычно сбросы), сопряженные с ними радиальные трещины, связанные с вулканической тектоникой, и сквозные разломы, формирующиеся в процессе активизации. Разломы обеих генетических групп, с одной стороны, придают депрессиям структуру типа "конка" (согласно представлениям В.И. Влодавца), а с другой, — обуславливают их внутриблоковое мозаичное строение. Структура типа "конка" возникает благодаря развитию двойных провалов (большого и малого), ограниченных обычно кольцевыми сбросами. Наиболее опущенными являются центральные части депрессий, а их краевые зоны менее погружены; амплитуда перемещений варьирует в пределах сотен метров. Внутриблоковое строение определяет неравномерное погружение дна депрессии — от первых десятков метров до 1,5 км.

Гетерогенное строение депрессии — результат раздробленности земной коры и погружения (или воздымания) отдельных ее блоков. Тектонические блоки в фундаменте депрессии после погружения испытывали повторные поднятия (под давлением магмы снизу), сопровождающиеся образованием резургентных кальдер. Таким образом, внутриблоковое строение вулкано-тектонических депрессий является как отражением блокового строения фундамента, так и результатом вулкано-тектонической деятельности. Формирование таких депрессий происходит на погруженных блоках консолидированного фундамента благодаря движению по глубинным разломам, возникающим под влиянием тектонических движений в соседних складчатых областях, и сопровождается интенсивной вулканической деятельностью.

К типичным вулканическим структурам в пределах полигенных вулкано-тектонических депрессий относятся эродированные кальдеры оседания, стратовулканы и вулкано-купольные структуры, полигенные экструзии, некки и жерловины, субвулканические тела (дайки, штоки и др.). Важную роль в строении описываемых вулкано-структур играют эродированные кальдеры оседания, проявленные в виде вулкано-корневых структур типа кольцевых комплексов. В их пределах часто наблюдается комбинация структуры оседания и центрального штока; при этом в них бывают развиты полукольцевые сбросы, из которых внутренний включает субвулканический шток, а внешний ограничивает площадь распространения игнимбригов. Другой важный элемент подобной структуры — палеовулканы центрального типа, представленные кислыми полигенными вулканами и андезитовыми стратовулканами. Конусы этих вулканов обычно эродированы, но сохраняются жерловые и прижерловые зоны, которые бывают хорошо выражены в рельефе. Субвулканические дайки и штоки, часто завершающие вулканические этапы и формирование вулкано-структур, приурочены к вулканам или краевым сбросам, ограничивающим депрессию.

Размещение эндогенной рудной минерализации молибдена, меди, свинца, цинка, флюорита, редкометального и другого оруденения в полигенных депрессиях контролируется секущими и ограничивающими

региональными разломами — расколами фундамента. Элементы вулканотектоники определяют распределение эндогенного оруденения внутри депрессий, а также морфологические особенности рудных тел. Вулканотектонические депрессии благоприятны для локализации оруденения вследствие нескольких причин: 1) пространственного совмещения рудо-подводящих каналов с депрессиями; 2) приуроченности рудораспределяющих структур к участкам-блокам с длительным дифференцированным развитием; 3) связи рудовмещающих структур с благоприятными для рудоотложения вмещающими породами.

К вулканотектоническим депрессиям обычно тяготеют рудные районы, в пределах которых размещение рудных полей определяется особенностями строения этих депрессий. По А.П. Игнатьеву, например, выделяются два типа подобных рудных полей.

К первому типу относятся рудные поля внутренних депрессий: среди таких рудных полей в свою очередь намечаются два подтипа. Рудные поля первого подтипа связаны с центральными аппаратами (сложные жерловины, трубки с эруптивными брекчиями), приуроченными к участкам пересечения региональных разломов. Их оруденение контролируется серией мелких трещин, которые возникали в зоне пересечения разломов, а также послойными нарушениями, образовавшимися при смещениях по кольцевым разломам; рудовмещающие породы — риолиты околожерловой и жерловой фаций; формы и состав рудных тел — гнезда, зоны прожилковой и рассеянной минерализации сульфидов (галенит, халькопирит, пирит и др.). Структуры рудных полей второго подтипа представлены кальдерами оседания или опущенными блоками депрессий, расположенными в участках пересечения разломов нескольких направлений — зон региональной трещиноватости, сопровождающихся некками. Рудовмещающие породы — игнимбриты и вулканические брекчии.

Ко второму типу принадлежат рудные поля внешней зоны депрессий. В качестве первого структурного подтипа рассматривают кальдеры, осложняющие стратовулканы. Эти депрессии, имеющие размеры несколько километров в поперечнике, приурочены к сбросам; они заполнены лавами и туфами андезитового и дацитового состава. На рудных полях развиты вулканы жерловой и прижерловой зон, сопряженные с ними андезитовые и диабазовые дайки, штоки риолитов и дайки гранит-порфиоров. Редкометальная минерализация прослеживается вдоль сложной системы трещин в контакте субвулканических тел риолитов. Наиболее интенсивная сульфидная минерализация (молибденитовая и др.) и раздувы рудного штокверка отмечаются в изгибах и пологих участках контакта (экранирование, структурная ловушка). Ко второму структурному подтипу рудных полей второго типа относятся трещинные полигенные экструзии, локализующиеся в зонах главных сбросов, ограничивающих депрессии. Структурная позиция рудных полей здесь определяется приуроченностью их к участкам сочленения полукольцевых сбросов с радиальными разломами и трещинами. Повышенные содержания рудных компонентов устанавливаются в краевых частях экструзий.

## Кальдеры и кальдерообразные депрессии

В данном разделе рассматриваются кальдеры проседания, которые представляют собой округлые или овальные вулканические депрессии, имеющие размеры в поперечнике от нескольких километров до 50 км. Они образуются, согласно представлениям Е.К. Мархинина, в результате оседания по кольцевым разломам кровли над периферическими магматическими очагами, находящимися на глубине 3—5 км и более и питающими крупные вулканы или группы вулканов. Это связано с понижением уровня магмы благодаря вулканическим извержениям. При этом происходит опускание дна кальдеры на сотни метров, иногда на 1,5 — 2 км.

Эти кальдеры преимущественно развиты в орогенных зонах, а также в областях активизации древних платформ и складчатых областей. Они осложняют крупные сводовые поднятия, выполнены мощными толщами вулканитов преимущественно кислого состава — игнимбритами. Такие структуры иногда претерпевают достаточно сложное развитие, в связи с чем в их внутренних частях возникают поднятия, к которым приурочены гранитные интрузии, являющиеся членами вулcano-плутонических ассоциаций.

Рудоносность кальдер зависит от характера дифференциации магмы в периферическом очаге и процессами ее взаимодействия с породами фундамента. Кальдеры проседания, по Г.М. Фремду, относятся к вулcano-тектоническим структурам второго типа. Главные факторы, определяющие характер их развития, морфологию и другие особенности, — энергия периферического магматического очага и масса вулканической постройки. Тектонические процессы играют второстепенную роль, хотя следует подчеркнуть, что описываемые структуры всегда приурочены к участкам пересечения крупных линейных разломов нескольких направлений, которые подновляются при их формировании. Для самих кальдер характерны краевые, кольцевые и дугообразные разломы, вдоль которых опускалась вулканическая постройка или группа сближенных вулканов, имеющих общий магматический очаг. Иногда развиваются радиальные разломы. Кальдеры часто отличаются пониженными по сравнению с соседними участками значениями силы тяжести; вместе с тем в центральных и прикальдерных зонах разломов, залеченных лавой, фиксируются значительные магнитные аномалии.

В пределах кальдер размещены рудные районы и поля с месторождениями свинца, цинка и меди (Николаевское в Приморье, Казкудукское в Южном Казахстане, Сильвертон в США), олова (Приморье), бериллия (Агуачилле в Мексике), благородных металлов (Северо-Восток СССР, Крипл-Крик в США), урана, карбонатитов (Скандинавия, Африка) и др.

Примером рудного поля, приуроченного к кальдерной структуре и характеризующегося многообразием структур месторождений и форм рудных тел, является золото-серебряное полиметаллическое поле Сильвертон в шт. Колорадо. Оно представлено кальдерой оседания (диа-

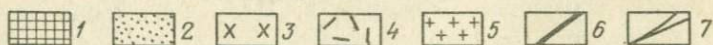
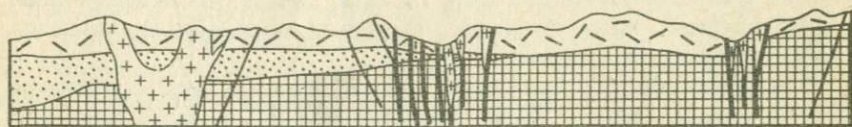
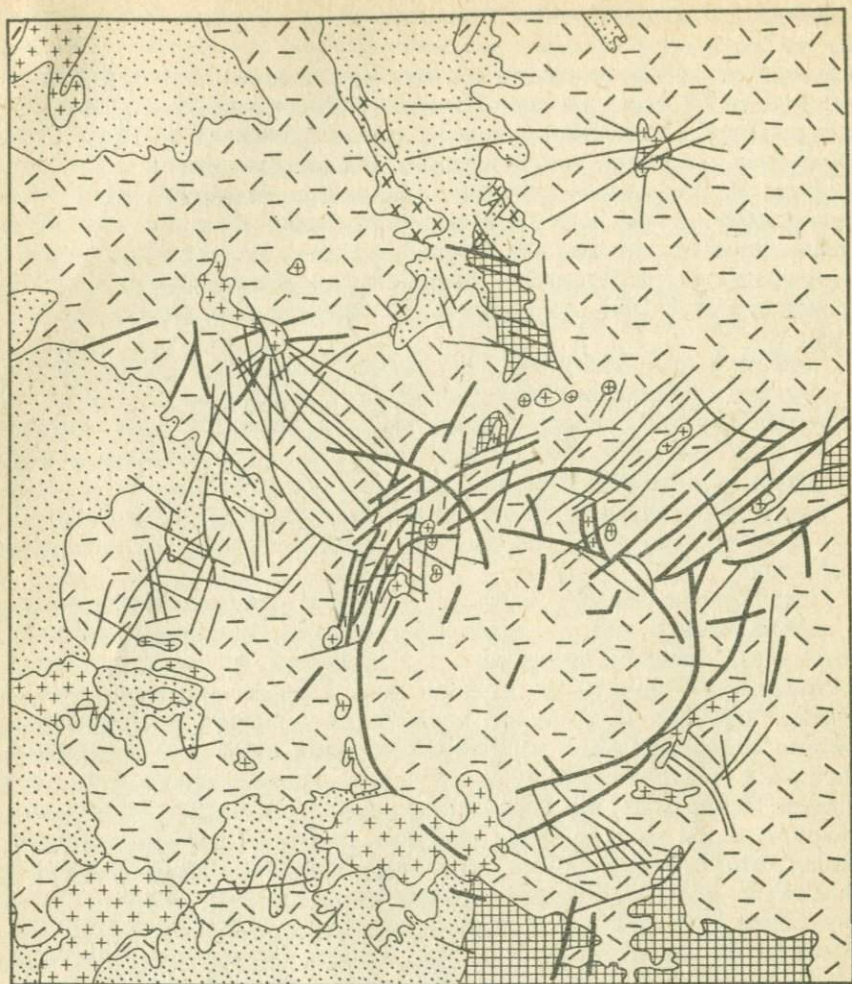


Рис. 9. Схема строения кальдеры Сильвертон (по В. Бэрбенку).

1 – докембрийские породы (осадочные, интрузивные, метаморфические); 2 – палеозойские и мезозойские осадочные отложения; 3 – палеогеновые интрузивные породы; 4 – палеоген-неогеновая вулканогенная формация; 5 – неогеновые интрузивные породы; 6 – крупные сбросы, в том числе минерализованные; 7 – мелкие сбросы и крупные трещины, к которым приурочены дайки и рудные жилы

метр около 13 км), в связи со становлением которой возникли кольцевые, конические и радиальные разломы и трещины (рис. 9). На древнем фундаменте, сформированном метаморфическими докембрийскими и осадочными палеозойскими и мезозойскими породами, в третичное время образовалась толща, сложенная лавами, туфами и брекчиями среднего и кислого состава. Затем в центральной части площади распространения вулканических пород была заложена кальдера, развивавшаяся в два этапа. В первый этап в ее краевой части извергались лавы и пирокласты кислого (риолитового) состава, сформировавшие новую вулканическую толщу. Во второй этап произошло значительное обрушение, сопровождавшееся образованием кольцевых и радиальных трещин, вмещающих субвулканические дайки андезитового или риолитового состава. При дальнейшем проседании цилиндрического блока над периферическим магматическим очагом, исторгнувшим большое количество вулканических продуктов, происходило подновление разломов и трещин, сопровождавшееся многостадийной рудной минерализацией. Она представлена золоторудными, серебросодержащими и свинцово-цинковыми жилами, расположенными по периферии кратерообразной депрессии первого этапа кальдерообразования.

По морфологическим особенностям среди кальдер проседания выделяются две группы: вершинные и периферические (очаговые) кальдеры.

*Вершинные кальдеры* формируются в областях развития основного и среднего вулканизма. Они имеют размер в поперечнике до 12 км, образуются в центральных (прижерловых) частях крупных вулканических построек — щитовых вулканов или стратовулканов. Представляют собой обычно провальные (реже взрывные) депрессии, как правило, ограниченные кольцевыми разломами, по которым опускается лишь вершинная часть вулкана; борта их имеют ступенчатое строение. Такие депрессии заполнялись продуктами извержений внутрикальдерных вулканов, так как в вершинных кальдерах щитовых вулканов, например Арагаца в Армении, Жантау в Центральном Казахстане, зарождались стратовулканы [13]. Грубые агломератовые туфы, лавы и игниспумиты, выполняющие вершинные кальдеры, часто перекрываются пачкой тонкослоистых вулканогенных алевролитов, алевропелитов, слоистых пелитовых туфов и других отложений кальдерных озер. Характерны вулканические несогласия в залегании толщ до- и послекальдерной стадий формирования вулканической постройки, а также разновысотное положение дна кальдер; амплитуда опускания его колеблется от 300 до 500 м.

Некоторые кальдеры хорошо выражены в современном рельефе. В вершинных кальдерах, особенно тех, которые формируются на стратовулканах, часто наблюдаются значительные по размерам кислые взрывные купола и кольцевые дайки. Такое строение имеет Тенфутовская кальдера (диаметр около 12 км), находящаяся в Восточно-Сихотэ-Алинском вулканическом поясе и осложняющая верхнюю часть одноименного вулкана (диаметр в основании около 20 км). В современном рельефе это впадина с плоским дном и крутыми бортами, возвышаю-

щимися над дном на несколько сотен метров. Кальдера фиксируется отрицательной аномалией силы тяжести и пониженным значением магнитного поля, преимущественно с отрицательными значениями  $\Delta T$ . Для периферических частей кальдеры характерно резко знакопеременное магнитное поле, что, очевидно, связано с обилием дайковых и экструзивных тел.

Кальдера ограничена системой кольцевых разломов, которые круто наклонены к центру вулкана и представляют собой серию ступенчатых сбросов с амплитудой перемещения до первых сотен метров (суммарная — более 1 км). В центре кальдеры находится интенсивно гидротермально измененная экструзия дацитов, с которой ассоциирует свинцово-цинковая минерализация. В прикратерной части встречаются многочисленные субвулканические дайки риолитов; у внешнего края кальдеры, в зоне кольцевых разломов, наблюдаются экструзивы и некки риолитов. Среди гидротермально измененных пород этой зоны известны проявления благородных металлов.

Для областей преимущественного развития вулканитов основного и среднего состава, по данным В.Н. Зелепутина, характерны крупные вершинные кальдеры оседания (около 10–12 км в поперечнике) огромных полигенных, главным образом щитовых вулканов. В плане эти кальдеры имеют изометричную, близкую к округлой форму. Амплитуда опускания по кольцевым расколам — первые сотни метров до 1 км.

Продукты деятельности вулканов, на которых формируются подобные структуры, представлены андезитами и андезитобазальтами, однако на стадии вулканической деятельности, предвещающей становление вершинных кальдер, происходили выбросы значительного количества пирокластичности дацитового состава, образующей игнимбритоподобные туфы. Минеральные и петрохимические особенности умеренно кислых пород в большинстве случаев свидетельствуют о том, что эти породы — продукты дифференциации андезитобазальтовой магмы. Пемзы и игнимбритоподобные туфы пирокластической природы (их мощность десятки метров, редко до 300 м) залегают в основном за пределами кальдер и по их периферии. После образования кальдер деятельность вулканов, на которых они находятся, не прекращается: после некоторого перерыва внутри кальдер возникают стратовулканы и экструзивные купола, сложенные породами среднего и главным образом кислого состава. Большое распространение получают также вулканогенно-осадочные отложения.

*Периферические (очаговые) кальдеры.* Они развиты в областях преимущественного распространения вулканитов кислого состава — в окраинно-материковых и внутриконтинентальных вулканических поясах мезозойского, часто мелового возраста (Охотско-Чукотский, Восточно-Сихотэ-Алиньский, Хингано-Баджалский и др.). К таким кальдерам относятся те депрессии, которые характеризуются погружением по кольцевым разломам вулкана или группы вулканов, расположенных над периферическим магматическим очагом. Эти кальдеры, имеющие размеры в поперечнике до 40 км (иногда более), ограничены кольцевыми и дугообразными разломами с крутыми центриклинальными залеганиями

плоскостей сместителей. Периклиналильная структура вулканической постройки, опущенная более чем на 500—800 м, деформирована — вдоль зоны кольцевых разломов пласты приобретают центриклиналильное залегание. Первичное периклиналильное залегание слоев конуса вулкана сохраняется только в центре опущенной постройки, а также в закальдерной зоне. Внутренняя часть таких кальдер, разбитая сбросами, имеет блоковое строение [12]. К такого рода кальдере приурочен рудный район Хокуроко (Япония), на площади которого расположены колчеданно-полиметаллические месторождения [47].

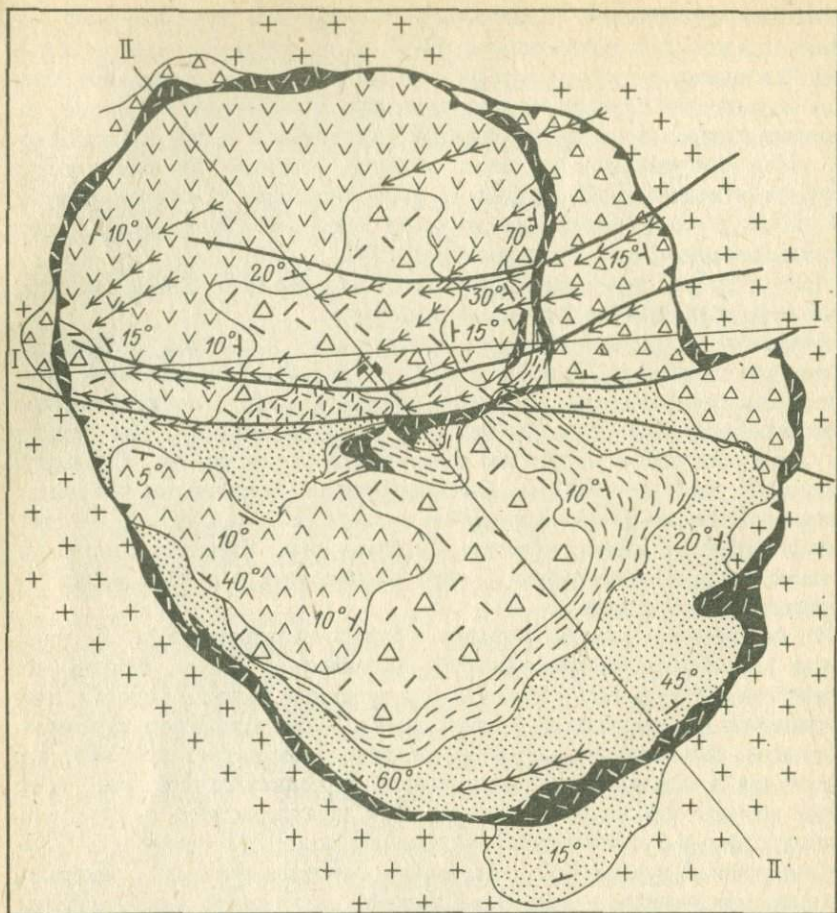
В группе периферических (очаговых) кальдер намечаются два типа: простые (моногенные) и сложные (полигенные).

Простые периферические (очаговые) кальдеры, имеющие размер в поперечнике 20—30 км, обладают блюдцеобразным строением: крутые центриклиналильные залегания по периферии кальдеры быстро сменяются по направлению к центру горизонтальными. В этих кальдерах бывают опущены полностью вулканические постройки; амплитуда проседания достигает 800 м. Они выполнены различными лавовыми и пирокластическими образованиями кислого, иногда среднего состава, преимущественно игнимбритами и игниспумитами. Характерно концентрическое расположение туфов — грубообломочных в центре, тонких — в краевых частях кальдер.

В центральных частях кальдер обычно наблюдаются полигенные некки, сложенные лавами, или субвулканические штоки. Вблизи них встречаются более мелкие некки и экструзивные купола, которые прослеживаются в виде цепочки в прикальдерной зоне кольцевых разломов. Вулканыты, заполняющие кальдеры, комагматичны интрузивам, которые обнажаются в закальдерной части, иногда в прикальдерной зоне, реже в виде мелких тел внутри кальдеры. При характеристике простых очаговых кальдер в Восточно-Сихотэ-Алинском поясе Г.М. Фремд и В.И. Рыбалко выделяют кальдеры: с центральным лавовым некком; с центральным лавовым некком и кольцевой лавовой экструзией; с центральным субвулканическим штоком и кольцевой интрузией.

В качестве примера описываемого типа можно привести, по данным В.Ф. Штифанова, Казкудукскую (Казахстан), к которой приурочено одноименное рудное поле, содержащее полиметаллическое месторождение и серию рудопоявлений. Эта кальдера образовалась на месте вулкана центрального типа, сложенного орогенной андезит-дацитовою формацией верхнего палеозоя. Ее ограничивают периферические кольцевые разломы; поперечными и продольными разломами она расчленена на блоки. Эти разломы залечены дайками гранит-порфиров и риолитов. В гравиметрическом и магнитном полях фиксируется зонально-кольцевое строение структуры, выделяются погруженные и приподнятые блоки.

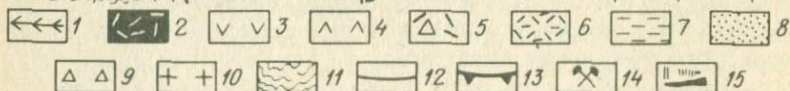
В центральной части депрессии обнажаются три вулканических жерла, сложенных туфами кислого и основного состава, прорванными кислыми экструзивами, по которым развиты зональные метасоматиты. К жерловым структурам приурочено Казкудукское месторождение. Рудные тела имеют трубообразную форму, совпадающую с конфигурацией вулкани-



Разрез I-I



Разрез II-II



ческого жерла. Прожилково-вкрапленные сульфидные руды, представленные сфалеритом, галенитом и халькопиритом, локализованы во внутренней зоне метасоматитов кварц-серицит-карбонатного состава. Метасоматиты характеризуются нормальными значениями магнитного поля, фиксируются локальными аномалиями силы тяжести и вызванной поляризации.

Сложные периферические (очаговые) кальдеры свойственны наиболее крупным вулканическим постройкам и поэтому сами достигают значительных размеров (40–50 км в поперечнике). От простых кальдер они отличаются более длительной историей развития (в несколько вулканических этапов), иногда взаимодействием вулканических и интрузивных процессов на их площади и, естественно, более сложным внутренним строением. Они относятся к полигенным вулканотектоническим структурам, которые более перспективны в отношении рудоносности, чем простые (моногенные) кальдеры.

Выделяются три подтипа сложных кальдер: с опущенным и поднятым центральными блоками; с экстрозивным выполнением.

Сложные кальдеры с опущенным центральным блоком построены по типу Сомма-Везувий и состоят из двух "вложенных" друг в друга депрессий. Внешняя депрессия (диаметр до 50 км) по морфологии аналогична простым периферическим кальдерам. Она бывает выполнена преимущественно грубообломочными туфами и туфоагломератами с небольшим количеством игнимбритов. Внутренняя кальдера, напоминающая вершинную депрессию, имеет небольшой диаметр (до 5 км). После ее образования заметно изменяется характер вулканизма — формируются мощные толщи игнимбритов и туфов. Извержения происходят преимущественно из новых вулканических центров, возникших на гребне внутренней кальдеры. В пределах последней или в зоне ограничивающих ее разломов часто встречаются небольшие экстрозивы и интрузивы, над которыми вулканы иногда бывают куполообразно вздуты (это уже переход к сложным кальдерам с приподнятым центральным блоком). К двойным кальдерам с опущенным центральным блоком Г.М. Фремд и В.И. Рыбалко относят, например, Бриннеровскую, Куруминскую и другие структуры.

В качестве примера сложных кальдер рассмотрим кальдеры проседания, к которым приурочены рудные поля с редкометалльными гидротермальными месторождениями. Такие рудоносные кальдеры известны

Рис. 10. Строение кальдеры, к которой приурочено рудное поле (по В.А. Невскому, Н.П. Лаврову, А.Е. Толкунову).

1 — дайки гранит-порфиров, диабазов и лампрофиров; 2 — экстрозивы риолитов и гранит-порфиров; 3 — игнимбриты риолитов; 4 — купол фельзитов; 5 — туфы и брекчи риолитов пирокластической толщи; 6 — купол кварцевых порфиров; 7 — туфы риолитов; 8 — туфопесчаники, туффиты и туфы дацитов; 9 — лавоагломераты андезитобазальтов; 10 — гранитоиды; 11 — метаморфические сланцы; 12 — прямолинейные сквозные разломы; 13 — дуговые разломы кальдеры; 14 — месторождение; 15 — рудные тела (жилы, штокверки и пластовые залежи)

на площади активизированных срединных массивов складчатых областей и активизированных молодых платформ, где они тяготеют к участкам пересечения глубинных разломов. В.А. Невский, Н.П. Лаверов и А.Е. Толкунов выделяют два вида подобных кальдер, различающихся по внутреннему строению, истории развития и размещению месторождений. Первый из них примерно соответствует уже охарактеризованному сложным очаговым кальдерам с опущенным блоком. Внутреннее строение этих кальдер определяется покровами вулканитов, состав которых меняется от основного до кислого, кальдерными разломами, возникшими в поздний этап вулканизма и расположением месторождений во внутренних частях кальдер. Главная кольцевая структура — краевой кальдерный разлом, контролирующий размещение субвулканических тел и экструзивных куполов кислого состава (рис. 10). Выделяются также внутрикальдерные кольцевые разломы, по которым происходили значительные проседания центрального блока. Однако в размещении месторождений главную роль играют линейные тектонические разломы: сквозные (сосредоточенные) и скрытые, проявленные в гранитном фундаменте, затухающие в вулканических покровах, особенно в их верхних горизонтах. Именно к скрытым разломам (к участкам их выклинивания по восстанию) и выступам пород фундамента, а также к участкам пересечения и сопряжения линейных нарушений с внутренними кольцевыми разломами приурочены месторождения и рудные тела.

Важное значение, кроме того, имеют физико-механические свойства вулканитов; наиболее благоприятны для оруденения те из них, которые обладают низкими прочностными характеристиками, невысокими значениями модуля упругости и коэффициента Пуассона, а также повышенной пористостью. Прослой вулканогенно-осадочных пород и лавовые покровы с низкой пористостью играли экранирующую роль. Вертикальный размах оруденения от 600 м до 1 км, иногда больший.

Сложные очаговые кальдеры с приподнятым центральным блоком характеризуются тем, что на его площади обнажаются не только нижние горизонты вулканитов, но и складчатый фундамент. Здесь же отмечаются интрузии, становление которых и служило, вероятно, причиной формирования центрального поднятия. Оно бывает сильно разрушено и центр извержения устанавливается лишь по наличию глубоко эродированного некка и концентрическому расположению вулканических фаций. Поднятый блок имеет обычно ступенчатое строение. За его пределами слои вулканитов на некотором расстоянии куполообразно приподняты; на остальной площади депрессии они залегают почти горизонтально и лишь вдоль ограничивающих разломов круто наклонены внутрь кальдер. Иногда поднятый блок занимает асимметричное положение в депрессии. Такие сложные кальдеры известны в Восточно-Сихотэ-Алинском вулканическом поясе, на Камчатке (Паужетская, Авангайская депрессия) и в других регионах.

Кальдеры с экструзивным выполнением развиты, например, в Охотско-Чукотском поясе. По Н.В. Ичетовкину и Р.Б. Умитбаеву, эти вулкано-структуры имеют округлые очертания (диаметр 15–30 км) и огра-

ниченны сопряженными системами сочленяющихся прямолинейных и кольцевых разломов, по которым внутренние части структур опущены на сотни метров. К зонам разломов приурочены кольцевые гипабиссальные интрузии и дайки порфировых пород. В отличие от простых кальдер, которые осложняют стратовулканы и сопровождаются небольшими экструзивными куполами, указанные вулcano-структуры почти полностью выполнены нестратифицированными игнимбритами, кластолавами и лавами кислого состава, слагающими крупные экструзивы. Строение последних зональное: породы внутренней части имеют интрузивный облик, внешней — эффузивный (переходят в покровы). Выделяются экструзивные, эффузивно-экструзивные, эффузивно-экструзивно-интрузивные или экструзивно-интрузивные массивы. Они формировались в одну (моногенные) или в несколько (полигенные) фаз. В одних случаях магматические породы последующих фаз в полигенных массивах одни и те же, например, риолиты, в других — несколько различные — представлены риолитами, трахириолитами и трахидацитами.

В зонах краевых разломов развиваются гидротермальные кварциты, содержащие благородные металлы; во внутренних частях структуры рудоносные образования не обнаружены.

Для описываемых структур обычны огромные масштабы экструзивного магматизма. Эффузивно-экструзивные и экструзивно-интрузивные массивы, по сути дела, представляют собой интрузии, прорвавшиеся на поверхность в результате проплавления кровли. По характеру вулканизма они могут классифицироваться как представители площадных или ореальных извержений (по Р. Дэли). Это отличает их от сложных кальдер первых двух видов, связанных с вулканизмом центрального типа. Поэтому выделение таких кальдер в самостоятельный вид вулcano-структур вполне правомочно. Однако они могут быть также отнесены к положительным кольцевым вулcano-структурам экструзивного типа.

\* \* \*

Черты сходства вершинных и периферических (очаговых) кальдер устанавливаются только в морфологии и в механизме образования. Те и другие кальдеры возникают при проседании или обрушении кровли периферических магматических кальдер после их значительного опустошения в результате катастрофических извержений. Различия же между ними довольно значительны, что обусловлено связью с разными магмами: мантийной для структур первого и коровой для структур второго типов.

Однако не исключено, что гораздо больше имеется вулcano-структур, в том числе и кальдерных, проявление которых и ассоциирующего с ними оруденения обусловлено взаимодействием мантийных и коровых очагов. Примерами вулcano-структур такого типа являются выполненные базальтами вершинные депрессии, осложняющие центральные части стратовулканов и вулcano-купольных структур, сложенных продуктами кислого вулканизма. Также вершинные депрессии известны на Рудном Алтае,

где к ним приурочены рудные поля колчеданно-полиметаллических месторождений. Возможно, что к этому типу кальдер относятся вулкано-структуры, образованные продуктами антидромной эволюции вулканизма. Они характерны не только для областей современного вулканизма (преимущественно для островных дуг), а также, по Е.Е. Милановскому, и для плиоцен-четвертичного вулканизма Центрально-Армянской вулканической зоны. Однако в последние годы такие вершинные кальдеры, развивающиеся на щитовых вулканах, устанавливаются, по данным М.Б. Бородаевской и А.И. Кривцова, и в зонах палеовулканических областей (Урал, Северный Кавказ), формировавшихся как системы палеоостровных дуг [2]. С ними связаны некоторые рудные колчеданные поля. Одной из наиболее типичных можно считать полигенную Блявинскую кальдерообразную депрессию сложного строения (западный склон Южного Урала); к которой приурочено одноименное рудное поле. Вершинные депрессии меньшего размера (несколько километров в поперечнике) осложняют центральные части стратовулканических построек; в пределах этих депрессий размещены медноколчеданные месторождения или их отдельные рудные залежи. В качестве примера можно привести Гайское месторождение (восточный склон Южного Урала).

*Кальдерообразные депрессии.* Встречаются в колчеданосных провинциях с раннегеосинклинальным вулканизмом; отличаются от кальдер этапов орогенеза и активизации древних геоструктурных зон типом и малыми мощностями заполняющих их вулканитов и других пород, меньшими размерами (от нескольких километров до 12 км), соизмеримыми с размерами вулcano-купольных структур, в кальдерообразующую стадию развития которых они формируются. Они имеют округлую или овальную форму в плане, несколько вытянуты вдоль линейных зон региональных разломов. Последние совместно с дугowymi нарушениями ограничивают кальдерообразные депрессии с бортов; в центриклинальных замыканиях наблюдаются полукольцевые разломы (Блявинская депрессия на Урале). Разломы возникают у основания стратовулканов — в отличие от нарушений, ограничивающих их вершинные депрессии.

Кальдерообразным депрессиям, так же как и кальдерам, свойственно наличие радиальных разломов, которые совместно с дугowymi разломами ограничивают секториальные блоки. Эти блоки в пределах депрессий развивались по-разному. Некоторые из них характеризуются длительным формированием, особенно в прикальдерной зоне, где появляются новые вулканические центры, насыщенные гнездовыми вулканами, экструзивами и субвулканическими телами. Проницаемость и подвижность секториальных блоков в прикальдерных зонах способствовали, вероятно, циркуляции гидротермальных растворов, образованию метасоматитов и рудных залежей.

Комплекс основания палеовулканов в кальдерообразных депрессиях представлен базальтами в колчеданосных провинциях уральского типа или метаморфизованными осадочными отложениями в таких же

провинциях алтайского типа. Сами депрессии имеют двухъярусное строение. К нижнему ярусу относятся вулканиты (лавы, лавобрекчи и пирокласты, часто грубообломочные в жерловой—прижерловой зоне) основного, среднего и реже более кислого составов. Они слагают вулканический конус (обычно асимметричный) с углами наклона склонов от 5 до 40°. Пологий склон может сливаться с базальтовым плато, образовавшимся в результате направленного извержения, как это было при становлении Майского палеовулкана на Южном Урале. В жерловинах стратовулканов наблюдаются экструзивные и субвулканические породы кислого состава.

Верхний ярус сформирован кислыми вулканитами, выполняющими кальдерообразную депрессию, которая возникла, вероятно, путем обрушения участка земной коры над периферическим очагом, питавшим стратовулкан. Депрессию заполняют стратифицированные вулканогенные и туфогенно-осадочные толщи мощностью в сотни метров, что отличает описываемые вулканодепрессионные структуры от типичных кальдер орогенных этапов или этапов активизации, в которых мощности выполняющих их вулканитов (часто игнимбритов) достигают первых тысяч метров. В кальдерообразных депрессиях кислые вулканиты являются более поздними членами непрерывных или контрастных формаций. Они залегают полого, почти горизонтально в центральных частях депрессий и наклонно (до 40°) в бортовых частях, т.е. в прикальдерной зоне.

Кальдерообразные депрессии бывают простыми (одностадийными) и сложными (многостадийными); первые образуются в один вулканический этап, сложные — в два. Простые депрессии, в свою очередь, разделяются автором на депрессии начальной и зрелой стадий кальдерообразования. Для первых характерно формирование в подошве вулканокупольных структур кольцевых и полукольцевых разломов, вдоль которых происходили незначительные просадки в прикальдерной зоне. Разломы фиксируются экструзиями и поздними субвулканическими телами, завершающими развитие рудоносных формаций. К таким кольцевым структурам, с приуроченными к ним рудными полями, на Южном Урале, по данным И.Б. Серавкина, относится, вероятно, Майская, на Рудном Алтае, по данным Е.И. Филатова, — Садовушинская с расположенным в ее пределах Семеновским месторождением. Колчеданные месторождения находятся в участках пересечения кольцевых нарушений с радиальными разломами.

Кальдерообразные депрессии зрелой стадии развития характеризуются двухъярусным строением (например, Бакр-Тау-Абесайская на Южном Урале). К нижнему ярусу относятся вулканиты основного, среднего и кислого состава жерловой—прижерловой зоны (на Рудном Алтае развиты только последние), которые слагают опущенный по кольцевым разломам стратовулкан. Верхний ярус, породы которого выполняют депрессию, состоит из кислых вулканитов в провинциях уральского типа или пород основного состава в провинциях рудноалтайского типа. В обоих случаях они переслаиваются с осадочными отложениями, формируя пологозалегающие стратифицированные толщи мощностью первые сотни метров.

Сложные депрессии, становление которых происходит в несколько этапов, образованы, по данным В.И. Старостина, А.П. Паленкова и Г.Ф. Яковлева, как, например, Блявинская на Южном Урале, вулканами двух формаций — непрерывной и контрастной. Длительное развитие претерпел здесь стратовулкан, неоднократно выраставший и опускавшийся. В секториально-прикальдерных блоках возникали гнездовые группы вулканов, экструзивные и субвулканические тела [26]. Такие длительно формировавшиеся блоки, характерные и для других депрессий и кольцевых структур, интенсивно тектонически и гидротермально проработаны еще в синвулканические этапы. К ним обычно и приурочены колчеданные месторождения. В кальдерообразных депрессиях, в отличие от длительно и унаследованно развивавшихся крупных стратовулканов, происходит рассредоточение вулканогенного материала и полезных компонентов, а поэтому в таких депрессиях локализованы обычно средние и мелкие месторождения.

### Межвулканические депрессии

Депрессии этого типа бывают различных масштабов: крупные, к которым приурочены рудные поля, и мелкие межкупольные депрессии (сотни метров — первые километры), в которых локализованы рудные тела отдельных месторождений. Здесь будут охарактеризованы первые депрессии, которые расположены между очагами активного вулканизма, обычно центрального типа — стратовулканами — в некотором удалении от них. Межвулканические депрессии имеют размеры в поперечнике до 12 км, иногда несколько вытянуты вдоль разломов. Они являются частями более крупных региональных структур, например на Рудном Алтае — внутренних вулканотектонических депрессий, расположенных на вулканогенных геоантиклиналях [5]. Описываемые депрессии выполнены главным образом туфогенно-осадочными и вулканомиктовыми отложениями удаленных фаций, но присутствуют также, особенно в основании разреза, породы промежуточной зоны фаций. Встречаются образования различного состава, чаще всего кислого, а также смешанные туфы. Устанавливаются отдельные небольшие центры кислого вулканизма, к которым тяготеют месторождения с гидротермально-осадочными и гидротермально-метасоматическими рудами (Риддер-Сокольное на Рудном Алтае). В этой же провинции известны межвулканические депрессии, формировавшиеся в удалении от центров вулканизма; на их площади размещаются такие рудные поля, как Рубцовское, Степное и др.

Наиболее изученная на Рудном Алтае Лениногорская межвулканическая депрессия приурочена к субширотной зоне разломов, которые пересекают Синюшинское вулканотектоническое поднятие. В северной части депрессии, расположенной между очагами активного вулканизма, действовавшими в соседних зонах, находится Лениногорское рудное поле. Депрессия выполнена образованиями раннеэффельского вулканического этапа, который начался с кислого вулканизма и завершился накоплением

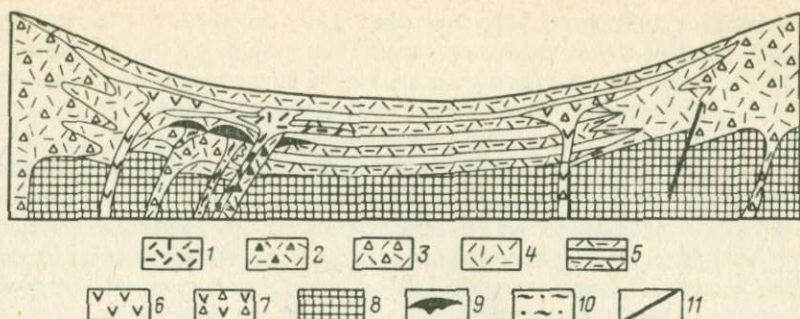


Рис. 11. Поперечный геологический разрез межвулканической депрессии, к которой приурочено Лениногорское рудное поле на Алтае (по В.В. Попову, В.И. Старостину, Г.Н. Щербе).

Фашии вулканитов кислого состава: 1 — субвулканические и экструзивные; 2 — то же, с автомагматическими брекчиями, 3 — жерловые-прижерловые, 4 — промежуточной зоны, 5 — удаленные; фашии вулканитов основного состава: 6 — субвулканические, 7 — жерловые-прижерловые; 8 — комплекс пород в основании вулканов; рудные тела: 9 — сплошных руд, 10 — прожилково-вкрапленных руд, 11 — разломы

туфогенно-осадочных отложений и основных вулканитов. Центры кислых извержений фиксируются только в краевой зоне депрессии, особенно в секторном блоке у Риддер-Сокольного сооружения, в пределах которого локализовано одноименное месторождение (рис. 11).

С накоплением туфогенно-осадочных отложений раннеэйфельского этапа связано начало формирования месторождения, когда, по мнению Г.Н. Щербы, И.В. Покровской и О.А. Ковриго, образовались гидротермально-осадочные руды Второй Риддерской залежи [41]. В дальнейшем в Лениногорскую депрессию поступал вулканогенно-осадочный материал, главным образом из соседних зон активного на данном этапе вулканизма. Последняя вспышка вулканизма на площади депрессии произошла в позднеэйфельское время, когда в еще нелитифицированные осадки внедрились липаритовые экструзии и субвулканические тела флюидпорфирового комплекса, с которыми ассоциируют гидротермально-метасоматические руды завершающей стадии формирования полиметаллического Риддер-Сокольного месторождения [5, 38].

### Скрытовулканические депрессии

Депрессии иногда бывают связаны не с эксплозивным вулканизмом, а с подземными взрывами, во время которых магма образовывала только приповерхностные или гипабиссальные трубки взрыва. Последние сложены автомагматическими и эксплозивными брекчиями, являющимися обычно членами вулканоплутонических комплексов. Такие депрессии называют также криптовулканическими структурами. В результате прорыва газов из магматического очага или изменения формы магматических камер под сводовыми поднятиями — локальными очаговыми

структурами в понимании И.И. Томсона и М.А. Фаворской — в этих сводах развивались линейные, радиальные и кольцевые разломы. Происходило проседание блоков пород с образованием депрессий, которым соответствуют крупные синклинали кольцевого строения (карбонатитовые поля в Африке, рудные поля свинцово-цинковых, баритовых и флюоритовых месторождений Кентукки-Иллинойс в США и др.) или грабены (Балейское рудное поле в Забайкалье). В разломах и трещинах локализованы жильные тела и метасоматические залежи, содержащие рудные столбы в местах пересечения трещин и ответвления оперяющих. Трубо-, штокообразные и неправильной формы тела приурочены к трубкам взрыва — наиболее характерным магматогенным телам на площади скрытовулканических депрессий [3].

#### **ВУЛКАНО-КОРНЕВЫЕ И ДРУГИЕ ТИПЫ ВУЛКАНОГЕННЫХ СТРУКТУР РУДНЫХ ПОЛЕЙ**

К ним в первую очередь относятся поля развития некков, субвулканических и гиповулканических тел в корневых частях вулканов, а также секториальные вулкано-структуры, являющиеся особым типом или частями как вулкано-купольных, так и вулкано-депресссионных кольцевых структур (см. табл. 1).

#### **Поля развития некков, субвулканических и гиповулканических тел**

Вулкано-корневые структуры, обнажающиеся при значительном эрозионном срезе вулканических сооружений, представлены полями развития жерловин и некков, а также субвулканических и шиповулканических тел [3, 44]. Эти вулканические тела могут быть развиты как среди стратифицированных вулканоогенно-осадочных отложений, так и на площади более древних пород, слагающих основание вулканических комплексов. Глубина формирования пород субвулканической фации от десятков метров до 1 км; они сформированы эффузивноподобными разновидностями вулканитов, которые, по данным В.С. Коптева-Дворникова, Е.Б. Яковлевой и М.А. Петровой, характеризуются рядом специфических черт, например наличием гломеропорфировых сростков и др. [15]. Породы гиповулканической фации, образующиеся на глубине примерно более 1 км, по петрографическому облику ближе к породам малых интрузий и даек интрузивных комплексов, но в отличие от них несут некоторые черты вулканитов; так, в гиповулканических породах кислого состава в цементирующей массе сохраняются участки стекловатого облика. Породы как субвулканической, так и гипабиссальной фации слагают тела, различные по возрасту, составу и форме (силлы, лакколиты, штоки, дайки и др.).

В некоторых палеовулканических провинциях жерловины (некки), субвулканические и гиповулканические тела пользуются значительным развитием, образуя пояса, зоны и узлы. Они представляют собой вулка-

но-корневые структуры вулканизма линейного типа, приуроченного к региональным разломам глубокого заложения или центрального типа, позиция которого часто определяется участками пересечения или сопряжения разломов нескольких направлений. В этих участках размещаются например, редкометалльные рудные проля, а также флюоритовые и уран-флюоритовые хребта Томас (США). В пределах рудных полей вулканокорневых структур развиты, как правило, месторождения, которые имеют сложное геологическое строение. Рудные тела отдельных месторождений локализуются как в экзо- и эндоконтактной зоне субвулканических тел и некков, так и в породах складчатого основания. Зоны разломов контролируют также размещение более поздних даек средних субщелочных и основных пород, после становления которых и формировались руды, слагающие штокверки на верхних горизонтах месторождений, жилы и жильные зоны на нижних горизонтах.

Примером вулканокорневой структуры может служить также рудное поле, описанное Н.П. Лаверовым и В.И. Казанским. Корневая зона представлена здесь серией субвулканических тел, залечивающих разломы, возникшие при формировании позднепалеозойской вулканотектонической депрессии, выполненной вулканитами липаритовой формации. Особенно продуктивны субвулканические и гиповулканические тела риолит-порфиров, гранит-порфиров и граносиенит-порфиров (рис. 12). Они образуют лакколиты, приуроченные к краевым частям локальных поднятий фундамента. Эти тела рассечены разломами и зонами интенсивной трещиноватости, вмещающими наиболее крупные рудные тела.

Становление риолитовых субвулканических тел происходило под маломощным покровом эффузивов, которые иногда были прорваны линейными экструзиями того же состава. Более поздние гиповулканические кварцевые порфиры, гранит-порфиры и граносиенит-порфиры наблюдаются в центральных частях сложных тел. Отдельные разности таких пород отличаются не только по петрографическому и петрохимическому составу, но и по физико-механическим свойствам, особенно пористости, которая закономерно возрастает к контакту тел, что в значительной степени определило локализацию здесь богатых руд. В субвул-

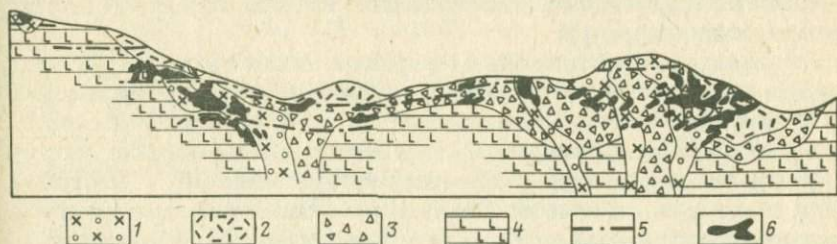


Рис. 12. Продольный геологический разрез вулканокорневой структуры рудного поля (по Н.П. Лаверову, Б.Л. Рыбалову, Е.П. Союшкину, Л.В. Хорошилову). 1 — гранит-порфиры и граносиенит-порфиры; 2 — кварцевые порфиры и фельзитовые порфиры; 3 — кластические порфиры; 4 — покровы андезитобазальтов; 5 — разрывные нарушения; 6 — рудные тела (штокверки)

канических телах развита интенсивная прототектоническая трещиноватость; подновление ее в период рудообразования создавало благоприятные условия для формирования рудных штокверков, морфология которых зависела от формы рудовмещающих субвулканических тел и некков.

### Секториальные вулкано-структуры

Помимо центральных вулканических структур (вулкано-купольных, кальдерных и др.), Б.И. Берман выделяет секториальные структуры как особый тип центральных структур. Морфологическая особенность этих структур — наличие секторов (от четырех до шести, редко больше). По внутреннему строению эти сектора отличаются друг от друга; одни из них — опущенные блоки, представленные вулкано-тектоническими впадинами, другие по отношению к первым занимают поднятое положение (в них обнажаются древние комплексы). Главной причиной, управляющей развитием секториальных структур, являются процессы уплотнения — разуплотнения геологического вещества, что находит соответствующее отражение в характере гравитационных полей.

Становление секториальных структур могло происходить двумя путями. Согласно представлениям Б.И. Бермана, в отличие от центральных структур, изначально возникающих, секториальные структуры на ранних стадиях могут быть представлены только одним сектором (впадиной или полосой эффузивов). В дальнейшем в результате проявления вне этого сектора иных процессов (внедрение интрузий, грабенообразование) к первому сектору "пристраиваются" новые сектора — вплоть до образования полной, замкнуто-круговой секториальной структуры. Формирование таких структур иногда происходит в течение целого геологического периода или даже более длительного времени. Размеры секториальных структур варьируют от нескольких до сотен километров, т.е. соответствуют рудным районам, иногда рудным полям.

В области перекрытия одной секториальной структуры другой развиваются линейные нарушения, соединяющие точки пересечения центров обеих структур, — так называемые хордовые структуры. Их образование отражает наиболее интенсивные деформации, возникающие в области интерференции волн напряжений, которые исходят из центров перекрывающихся структур.

Секториальное строение бывает выражено также в морфоструктурах, в частности в сочетании двух впадин (например, озерных), расположенных в противоположащих секторах; между ними находятся возвышенности, так что в целом они формируют единую секториальную морфоструктуру.

Центральные структуры обладают концентрической ("центробежной"), геохимической и металлогенической зональностью, секториальные же характеризуются предпосылками для активной дифференциации рудных компонентов, которая бывает наиболее проявленной в областях: 1) сопряжения блоков с противоположным знаком контрастных по амплитуде движений; 2) развития хордовых структур.

Другой путь формирования претерпевают секториальные (сектор-

ные) вулкано-тектонические блоки, являющиеся частями вулканических структур центрального типа — вулкано-купольных, кальдер и кальдерообразных депрессий [44].

Секториальные блоки часто имеют небольшие масштабы (сотни метров — первые километры) и определяют обычно позицию месторождений в пределах рудных полей или структурно-морфологические особенности рудных тел. Поэтому они будут охарактеризованы в следующем разделе.

## ВУЛКАНИЧЕСКИЕ И ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Систематика локальных вулканогенных структур, контролирующих месторождения и рудные тела, представлена в табл. 2. Кроме того, в каждом типе структур присутствуют такие тектоногенные структуры, как синвулканические разломы, трещины и зоны повышенного расщепления и трещиноватости, гораздо реже синвулканические складки.

### Структуры внутриэффузивных зон

Вулканические структуры внутриэффузивных зон характерны для некоторых рудных полей и месторождений, связанных с вулканической деятельностью, — эпитермальных приповерхностных медно-цеолитовых руд (оз. Верхнее в США и др.), оловянных руд, ассоциирующих с эффузивами кислого состава и распространенных в вулканических покровах Мексики, Южной Боливии, США (шт. Невада), СССР (Малый Хинган), эксгаляционных серы и ртути, гидротермально-осадочных железа и марганца, а также меди, свинца и цинка и других металлов.

Породы эффузивной группы фаций (лавы, пирокласты) слагают покровы, потоки и пласты в сложнолинзующихся осадочно-вулканогенных толщах. Во внутреннем строении этих толщ большую роль играет прототектоника, которая связана с процессом застывания лав и проявлена, например, в шаровом или подушечном их строении, миндалякообразных текстурах, в сложной морфологии подошвы и кровли потока, а также в первичной трещиноватости и др. Эти геологические структуры внутриэффузивных зон могут быть названы протозэффузивными, среди которых выделяются раннепротозэффузивные, выраженные главным образом текстурными особенностями эффузивных пород, их переслаиванием с туфами и осадочными отложениями, и позднепротозэффузивные или первичные трещинные структуры, возникшие благодаря контракции или другим явлениям. Протозэффузивные структуры часто сочетаются с вулканогенными структурами других типов (например, жерловыми), а также с тектоническими — синвулканическими разрывами, трещинами и др.; в последнем случае они представляют собой вулканотектонические структуры.

Таким образом выделяются три типа структур внутриэффузивных зон: раннепротозэффузивные, позднепротозэффузивные (трещинные) и протозэффузивно-тектонические.

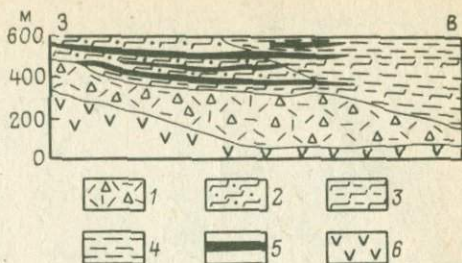
Таблица 2

## Классификация вулканогенных структур месторождений

Группа структур	Тип структур	Краткая характеристика	Примеры
Внутриэффузивных зон	Раннепротоэффузивные	Связаны со становлением жидкой фазы лав разного состава, что выражено во внутреннем строении лав и лавово-туфовых пачек	Медно-цеолитовые месторождения оз. Верхнего (США)
	Позднепротоэффузивные	Первичные трещинные структуры и полости contractionного и усадочного происхождения в лавовых покровах и куполах	Кальцитоносные протоэффузивные полости в траппах Тунгусской синеклизы
	Протоэффузивно-тектонические	Подовленные позднепротоэффузивные трещины, сочетание различных протоэффузивных элементов и тектонических нарушений (разломов, трещин)	Колчеданные месторождения: Уруп (Северный Кавказ), типа Куроко (Япония)
Жерловых – прижерловых зон	Жерловые	Связаны с различными вулканогенными формациями, чаще кислого состава; преимущественно находятся на пересечении разломов; по морфологии различают цилиндрические, конические, даякообразные и др.; сложены лавами, лавобрекчиями и туфами	Флюоритовое месторождение Агата (Средняя Азия), урановое Хопи-Навахо (США)
	Вулканические купола	Лавовые, лавово-экструзивные и экструзивные купола, сложенные дацитами и риолитами	Колчеданно-полиметаллические месторождения: Николаевское (Рудный Алтай), Саканаи (Япония)
	Локальные вулcano-депресссионные	Выполнены туфогенно-осадочными отложениями, иногда базальтами; выделяются депрессии: вершинные, осложняющие вулcano-купольные структуры (стратовулканы и др.); межкупольные	Колчеданные месторождения вершинных депрессий: Рудихинское, Камышинское (Рудный Алтай), Подольское (Южный Урал); межкупольных: Стрежанское, Гусляковское (Рудный Алтай)
	Локальные вулканические биклинали	Сложены грубообломочными вулканидами среднего и кислого состава; осложнены синвулканическими разломами и зонами трещиноватости	Юбилейное медноколчеданное месторождение (Южный Урал)
Субвулканических зон	Секториальные вулcano-тектонические блоки	Являются частями кальдер, кальдерообразных депрессий и вулcano-купольных структур мозаично-блокового строения; сложены вулканидами различного состава и фаций	Колчеданные месторождения: Семеновское (Рудный Алтай), Блявинское, Комсомольское (Южный Урал)
	Эндо- и экзоконтактных зон, субвулканических и гиповулканических тел	Протосубвулканические (ранние и поздние – трещинные) эндоконтактных зон суб- и гиповулканических тел различного состава, контакты этих тел, осложненные тектоническими подвижками	Флюорит-полиметаллическое месторождение Чибаргата (Средняя Азия), золото-полиметаллическое Байя Марэ (Румыния)

Рис. 13. Внутриэффузивная структура в лептитовой (риодацитовой) формации района Костомукшского железорудного месторождения в Карелии (по М.Б. Раевской).

1 — агломератовые и лапиллиевые туфы; 2 — кристаллокластические туфы, 3 — тонкослоистые туфы и туффиты; 4 — ритмичнослоистые туффиты; 5 — магнетитовые кварциты и сланцы; 6 — эффузивы основного состава



*Раннепротоэффузивные структуры.* Они фиксируются, например, в районе Костомукшского железорудного месторождения. Здесь, по данным М.Б. Раевской, на склоне вулканического сооружения центрального типа наблюдается фациальная зональность в эффузивно-осадочных образованиях лептитовой (риодацитовой) формации (рис. 13). В строении толщи вулканитов и вулканогенно-осадочных отложений принимают участие магнетитовые сланцы и кварциты вулканогенно-осадочного происхождения, пачки которых мощностью до 35 м залегают в верхах разреза кислых вулканитов, где переслаиваются с горизонтами кристаллокластических туфов и слоистых туффитов. Железорудные пачки постепенно выклиниваются на восток — по мере удаления от вулканического центра, что свидетельствует о связи источника железа с вулканизмом.

Протоэффузивные структуры хорошо проявлены на гидротермальных месторождениях, приуроченных к траппам Сибирской платформы. В Тунгусской синеклизе, по данным А.Н. Агеева и Л.С. Погодина, минеральное сырье приурочено к полостям-кристаллизаторам, среди которых выделяются три типа: два типа ранних протоэффузивных, образовавшихся: 1) при излиянии лав в водную среду (межшаровое пространство); 2) в результате скопления газовых пузырей и струй в застывшем покрове; 3) поздние скопления протоэффузивные, сформировавшиеся при деформации кровли в процессе охлаждения покрова.

Первый тип полостей кристаллизаторов возникает при подводных излияниях базальтов, лавы которых приобрели шаровую подушечную текстуру. Она характерна лишь для нижней части покровов (5–10 м), вследствие малой глубины озер, где происходили излияния. Кальцит в ассоциации с монтмориллонитом и цеолитами выполняет межшаровое пространство в базальтах или мандельштейнах (рис. 14). Форма гидротермальных скоплений преимущественно гнездовая. Локализация минерального сырья в шаровых лавах зависит только от их текстурных особенностей, которые фиксируются во время застывания эффузивных покровов, т.е. вмещающие структуры принадлежат раннепротоэффузивным.

К этому же подтипу относятся структуры медно-цеолитовых месторождений в США (оз. Верхнее). Здесь часть рудных тел в виде пластовых залежей размещается в верхних частях покровов, сложенных миндалекаменными базальтовыми лавами, в которых крупные миндалины выполнены самородной медью с цеолитами (рис. 15).

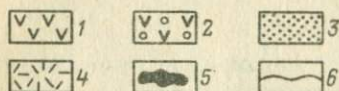
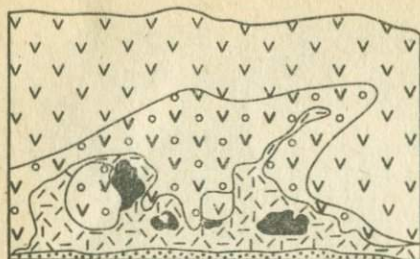


Рис. 14. Рудоносная структура внутри-эффузивной зоны (деталь строения кальцитоносного горизонта, по К.К. Атабаеву).

1 — базальт; 2 — мандельштейн; 3 — туфопесчаник; 4 — кластический материал межшарового пространства; 5 — гидротермальные образования (кальцит, цеолиты и др.); 6 — геологические границы

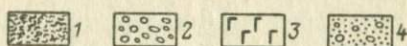
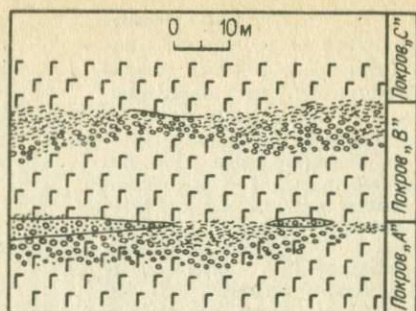


Рис. 15. Раннепротоэффузивная структура (разрез) на месторождении оз. Верхнее в США (по У. Уайту).

1 — брекчированные интенсивно оруденелые миндалекаменные лавы (амигдалоиды); 2 — миндалекаменные базальты с рассеянным орудением; 3 — массивные базальты; 4 — линзы оруденелых конгломератов

**Позднепротоэффузивные (трещинные) структуры.** Они встречаются на участках некоторых гидротермальных месторождений, приуроченных к траппам Тунгусской синеклизы. Здесь развиты лавовые покровы базальтов, имеющие сложное строение. Кальцитовая минерализация концентрируется в участках интенсивной трещиноватости и в первичных (протоэффузивных) полостях, наблюдающихся в мощных горизонтах мандельштейнов. Кальцитоносные протоэффузивные полости (магматогенные, по Е.Я. Киевленко) имеют изометричную или сводовидную форму. Они образовались при охлаждении лав, богатых летучими компонентами.

Формирование трещинных структур, связанных с короблением кровли покровов, происходило в результате быстрого охлаждения верхней части лавового потока. Этот процесс сопровождал становление жесткого каркаса, под которым происходило движение жидкой магмы. При ее оттоке каркас деформировался: возникали купола, валы, впадины и системы усадочных трещин. Пульсирующие под каркасом порции лавы создавали локальные поля напряжения. На участках куполовидных вздутий существовали условия растяжения и здесь формировались радиальные и концентрические "клиновидные" трещины (рис. 16).

В зонах растяжения усадочных впадин образовывались концентрические и радиальные трещины типа "обратных клиньев", также перпендикулярные к кровле. Некоторые трещины заполнялись жидкой лавой. На границах зон сжатия и растяжения появлялись также трещины, субпараллельные кровле. Дальнейшая раскристаллизация центральных частей потоков приводила к сокращению объема, неравномерному проседанию блоков и приоткрыванию трещин, параллельных кровле потока.

**Протоэффузивно-тектонические структуры.** На некоторых рудных полях протоэффузивные структуры, особенно поздние (трещинные), часто перед рудоотложением подновляются благодаря тектоническим подвижкам. На других рудных полях наблюдается сочетание протоэффузивных элементов и тектонических нарушений — разломов и трещин. При такой комбинации возникают сложные протоэффузивно-тектонические структуры. Они отмечаются, например, на некоторых колчеданных полях месторождений урупского типа,

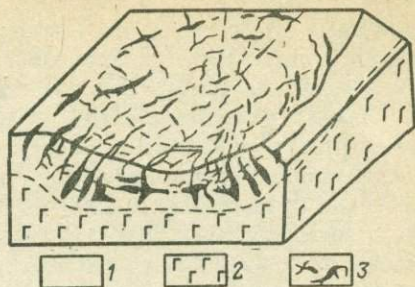


Рис. 16. Позднепротоэффузивная структура (по А.Н. Агееву и Л.С. Погодину).

Базальты: 1 — миоценовые, 2 — массивные; 3 — полости-кристаллизаторы кальцита

впервые выделенного В.И. Смирновым и Т.Я. Гончаровой, и на японских колчеданно-полиметаллических месторождениях типа куроко [34]. Пластовые рудные тела этих месторождений залегают полого, согласно с кровлей лавового потока, сложенной обычно дацитами или риолитами. Рудные залежи повторяют все неровности рельефа кровли, при этом их мощность увеличивается в депрессиях и уменьшается на поднятиях. Протоэффузивные структуры гидротермально-осадочных месторождений осадочного генезиса и условно могут быть отнесены к этому классу структур. Однако согласные пластовые структуры внутриэффузивных зон на рудных полях и месторождениях часто сочетаются с секущими протовулканическими или тектоническими структурами прижерловых или субвулканических зон: трещинами и разломами, пересекающими напластование пород. В связи с такими нарушениями образуются жиллообразные тела, линейные и другие зоны измененных пород. Таким образом, указанные рудные поля характеризуются сложными комбинированными структурами протоэффузивно-тектонического типа.

### Структуры жерловых — прижерловых зон

К этой группе вулканогенных структур месторождений могут быть отнесены следующие локальные структуры: жерловые, вулканические купола, вулканодепрессионные (вершинные и межкупольные депрессии), вулканические биклинали и секториальные вулканотектонические блоки.

**Жерловые структуры.** С вулканическими жерлами (некками, жерловинами) связаны не только эксгаляционные месторождения серы, ртути и мышьяка, но и многочисленные вулканогенные гидротермальные месторождения (медноколчеданные, колчеданно-полиметаллические, оловянные, золото-серебряные, урановые и др.), а также некоторые скарновые (например, магно-магнетитовые Ангаро-Илимского района, полиметал-

лическое Стари-Трг в Югославии), и карбонатитовые месторождения. Рудоносные структуры этого типа широко развиты в альпийских, мезозойских, палеозойских и докембрийских складчатых областях и зонах активизации платформ; они известны в Средиземноморском (Балканы, Кавказ) и Тихоокеанском (Забайкалье, Дальний Восток, Курильские острова, п-ов Камчатка, шт. Колорадо в США и др.) поясах.

Сочетанием приповерхностных и субвулканических условий формирования рудных тел (0—2000 м) определяется ряд особенностей строения месторождений, приуроченных к жерловым структурам: вертикальная и горизонтальная (концентрическая) зональность, выраженная в смене высокотемпературных парагенезисов в центральной зоне более низкотемпературными в периферических зонах; явления телескопирования вследствие резкого падения температуры и давления, а также смещения ювенильных растворов с метеорными водами; стадийность минералообразования; сопряжение гидротермально-осадочных и гидротермально-метасоматических руд; присутствие рудокластов в надрудной толще; наличие послерудных даек и нарушений [16, 34].

Вулканические жерла обычно трассируются в виде цепочек вдоль региональных разломов (часто глубокого заложения), проходящих вдоль границ геосинклинальных и геоантиклинальных зон, в краевых частях срединных массивов и платформ. Они концентрируются в местах пересечения продольных разломов с поперечными нарушениями — разрывными или складчатыми (брахинатиклинальными, куполами). Отдельные жерловины и неки приурочены к участкам сопряжения крупных разломов и оперяющих их нарушений, к местам пересечения небольших разломов разных направлений. Они имеют различную форму: коническую, цилиндрическую, дайкообразную и более сложную; обладают вертикальным или круглым залеганием. Размеры в поперечнике колеблются от десятков метров до первых километров (обычно 0,5—2 км).

Жерловины бывают выполнены вулканическими брекчиями (некоторые жерловины Закарпатья в СССР; хр. Томас в США), лавами и лавовыми брекчиями (месторождение Нагиаг в Венгрии), туфами в верхних горизонтах, иногда слоистыми (Ангаро-Илимский район в СССР и др.); иногда выполнение смешанное. Жерловины вскрыты эрозией на различной глубине и в зависимости от этого изменяется тип выполнения, что хорошо прослежено на урановых месторождениях района Хоппи-Навахо (США). Здесь слабоэродированные жерловины сложены слоистыми туфами, а глубокоэродированные (более 0,5 км) — лавами и лавобрекчиями. В некоторых рудных районах или полях, как например, на ртутных месторождениях в Закарпатье, железорудных в Анггаро-Илимском районе и других, наблюдается серия жерловин, которые отличаются по размерам, форме, залеганию, выполнению и эрозионному срезу (многожерловые структуры).

Локализация оруденения и морфология рудных тел определяются не только составом, текстурными особенностями и физико-механическими свойствами пород жерловины; но и первичной (протовулканической) трещиноватостью, специфической для жерловых структур:

это конические, кольцевые, радиальные, иногда пластовые и другие трещины, формирование которых связано с взрывными явлениями и становлением жерловин. Довольно обычны линейные разломы и трещины тектонического происхождения, которые часто наследуют направления тех региональных разломов, к местам пересечения которых приурочены вулканические жерла. Все эти нарушения развиваются в жерловой, а также в прижерловой зонах. Таким образом, среди жерловых структур рудных месторождений может быть выделено три типа: раннепротовулканические, обусловленные первичным строением вулканических пород, выполняющих жерло; позднепротовулканические, выраженные первичными трещинами, и протовулканические — тектонические, т.е. комбинированные, в которых в локализации оруденения, помимо структур первых двух типов, участвуют тектонические трещины.

Выделяются рудные тела: внутрижерловые (Красноярское, Коршунское в Ангаро-Илимском районе; Мбея в Африке, Нагиаг в Закарпатье и др.), околожерловые (месторождения района Сан-Джуан в США; Карасук в Хакасии) и комбинированные (Рудногорское в Ангаро-Илимском районе, Монте-Амиата в Италии; Стари Трг в Югославии и др.). Рудные залежи внутрижерлового типа месторождения представлены трубообразными, коническими и штокверковыми телами, а также кольцевыми периферическими и линейными жильными телами, которые более характерны для околожерлового типа. Для третьего типа характерна комбинация рудных тел, приуроченных к различным частям жерловой—прижерловой зоны. Жильные системы в верхних горизонтах переходят в штокверковые зоны или штокверки, что обусловлено расщеплением и выклиниваем разломов и крупных трещин, а также развитием кливажа (месторождения Монте-Амиата в Италии, Токепала в Перу и др.). Рудоносные трещины обычно имеют вертикальное или крутое залегание, иногда бывают пологими и даже горизонтальными, что наблюдается в платформенном чехле, прорванном жерловинами, или в диаметрах, выполненных слоистыми туфами.

В качестве примера месторождения, приуроченного к жерловине, рассмотрим одно из рудных месторождений в Закарпатье. Здесь андезитобазальтовый нект, имеющий в плане овальную форму, окаймлен концентрической зоной взрывных брекчий мощностью 0,2–12 м (рис. 17). Они состоят из угловатых обломков андезитобазальтов, аргиллитов и песчаников, сцементированных туфогенно-осадочным материалом. Цемент минерализован — содержит кальцит, кварц, доломит, барит и киноварь, которая образует в брекчии вкрапленность, гнезда и прожилки.

Другим примером рудовмещающей жерловой структуры может служить структура флюоритового месторождения Агата (Средняя Азия), расположенного в зоне сквозного долгоживущего разлома. Геологическая структура месторождения и локализация гидротермальных рудных жил, по данным А.Е. Толкунова, В.И. Калинкина и И.Г. Максимовой, обусловлены формой, залеганием и внутренним строением жерловин (рис. 18). Месторождение Агата формировалось в субвулканических услови-

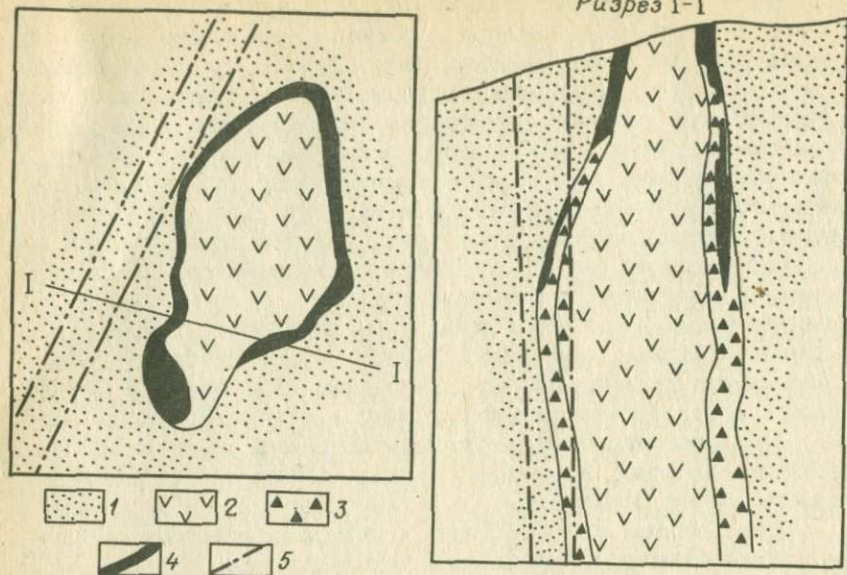


Рис. 17. Жерловая структура ртутного месторождения в Закарпатье (по Б.В. Мерличу).

1 — осадочные отложения эоцена; 2 — андезитобазальты; 3 — вулканические брекчи андезитобазальтов; 4 — рудные тела; 5 — разломы

ях — на глубине 500—1200 м от поверхности. Вертикальный размах оруденения 400—500 м.

**Вулканические купола.** Среди них различают три формы, закономерно сменяющие друг друга: эффузивные (лавовые), эффузивно-экструзивные и экструзивные. Экструзивы имеют купольную форму, в общем согласное залегание, за исключением нижней корневой зоны, зональное строение; в верхней их части происходит разрушение пород и смещение обломков осадками; эти обломки встречаются в перекрывающих экструзивно-туфогенно-осадочных отложениях. Зональное строение заключается в том, что внутренняя (или нижняя) часть экструзива сложена породами, обладающими признаками субвулканических образований, а внешняя (верхняя) — лавовыми брекчиями, туфами и туффитами.

Все три разновидности куполов встречаются на рудных полях и месторождениях совместно, иногда даже в пределах одного участка. В этом отношении интересны колчеданно-полиметаллические месторождения Японии, связанные с миоценовой прибрежно-морской риолитовой формацией [48]. Так, на месторождении Косака проявлены все три формы. Залежи преимущественно гидротермально-осадочных руд здесь связаны главным образом с экструзивными и эффузивно-экструзивными куполами кислого состава. Рудные залежи в данном случае и на других вулканогенных месторождениях, приуроченных к вулканическим куполам, располагаются на их склонах и в межкупольных депрессиях, как, например, на Саканаи.

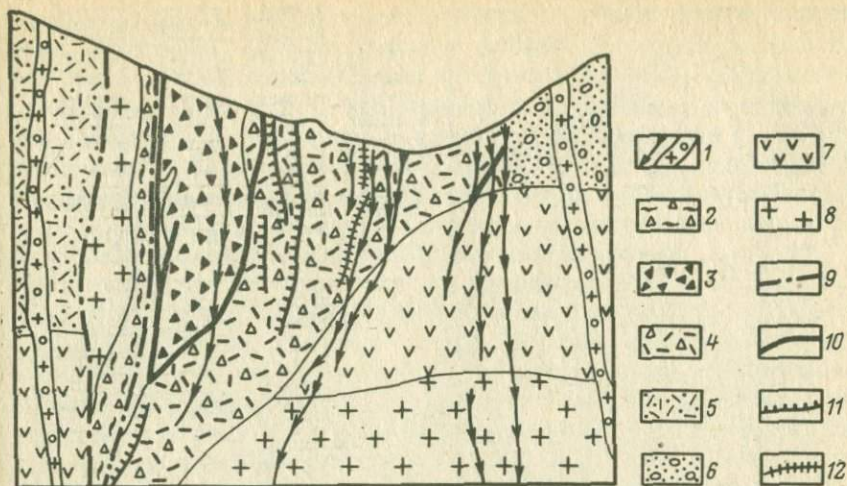


Рис. 18. Геологический разрез флюоритового месторождения Агата (Средняя Азия), приуроченного к жерловой структуре (по А.Е. Толкунову, В.И. Калинкину, И.Г. Максимовой).

1 — послевулканические дайки диабазов и лампрофиров поздней перми; позднепермские жерловые фации Агатинского рудовмещающего вулкана; 2 — поздние флюидальные фельзиты, 3 — агломераты и лавобрекчи кварцевых порфиров, 4 — ранние фельзиты и кварцевые порфиры; пермские породы, вмещающие Агатинский палеовулкан; 5 — пепловые туфы, брекчи и игнимбриты, 6 — туфопесчаники, конгломераты, 7 — лавы и туфы андезитодацитов; 8 — гранитоиды позднего силура — раннего девона; 9 — тектонические разрывы; рудные жилы: 10 — кварц-флюорит-полиметаллические, 11 — барит-полиметаллические, 12 — карбонат-полиметаллические

Вулканические купола кислого состава, по данным В.В. Авдонина, развиты и на колчеданно-полиметаллических месторождениях Рудного Алтая. Яркий пример — сложный вулканический купол, к которому приурочено Николаевское колчеданно-полиметаллическое месторождение [5]. Здесь ядро купола представлено, по мнению В.А. Наумова, субвулканическим телом, по данным А.Н. Барышева — экструзивом; В.В. Авдонин, А.Л. Дергачев и В.И. Старостин считают, что оно образовано субвулканическими и экструзивными породами позднефранского возраста (рис. 19).

Последняя точка зрения обосновывается следующими данными: 1) субсогласным залеганием риолитовых порфиров по отношению к подстилающим известковистым алевролитам и перекрывающим туфам кислого состава; 2) зональностью внутреннего строения этого тела; 3) эффузивным обликом пород, слагающих купол и особенно его периферические части; 4) наличием в захороняющих туфах кислого состава (уже в нижних горизонтах) обломков риолитовых порфиров, часто сохраняющих призматическую форму, напоминающую столбчатую отдельность, характерную для центральной части экструзивного тела; 5) присутствием в шлейфе на склонах купола в бомбовых туфах обломков такого же петрографического и петрохимического состава.

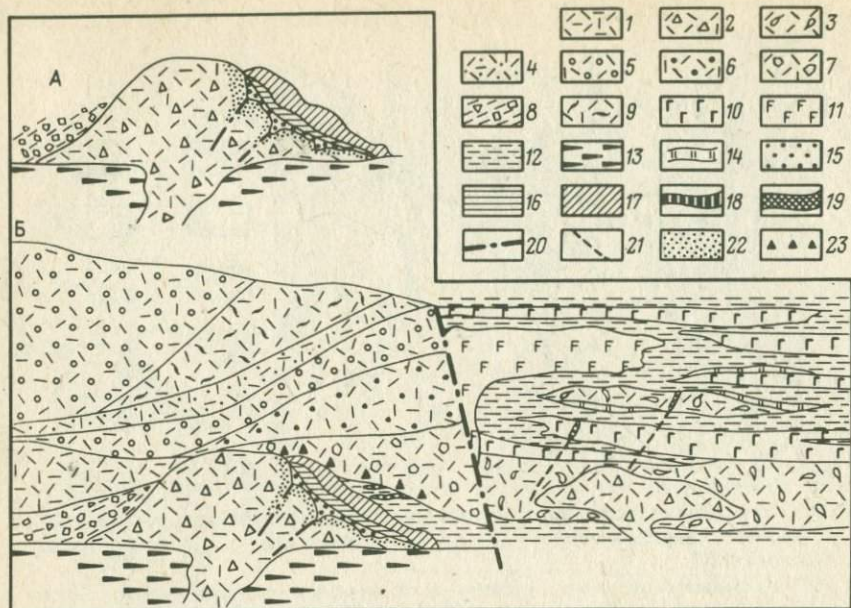


Рис. 19. Этапы формирования (А – экструзивный, Б – кальдерный) вулканокупольной структуры Николаевского месторождения на Рудном Алтае (схематическая палеорекострукция по В.В. Авдониному).

Риолитовые порфиры: 1 – эффузивные, 2 – экструзивные; 3 – лавовые брекчи; туфы: 4 – мелкообломочные, 5 – среднеобломочные, 6 – лапиллиевые и крупнообломочные, 7 – глыбовые; 8 – осыпные брекчи; 9 – игнимбритовые породы; 10 – базальтовые порфиры; 11 – субвулканические базальтовые порфиры; 12 – алевролиты; 13 – известковистые алевролиты и известняки; 14 – кварциты; руды: 15 – серно- и медноколчеданные прожилково-вкрапленные, 16 – серно- и медноколчеданные слошные; 17 – медно-цинковоколчеданные и колчеданно-полиметаллические, 18 – колчеданно-полиметаллические слошные, 19 – полиметаллические жильные; 20 – разломы; 21 – трещины; 22 – гидротермально-измененные породы; 23 – рудокласты

Экструзия имеет линзообразную форму и прослеживается по падению на 0,7 км при максимальной мощности около 220 м. Субвулканические риолитовые слагают изометричное в плане тело в центральной части вулканитового купола. Для этих пород характерна столбчатая отдельность с изменяющейся в пределах тела ориентировкой длинных осей столбов. Периферические части купола сложены экструзивно-эффузивными риолитовыми порфирами, которые близки по внешнему облику к субвулканическим риолитовым порфирам, но отличаются хорошо выраженной флюиальностью, отсутствием столбчатой отдельности и более мелкими вкрапленниками. На склонах вулканического купола развиты пористые, пузыристые, флюиальные лавобрекчи липаритовых порфиров, бомбовые туфы кислого состава и туфоалевролиты. Рудная залежь серповидной формы (в плане) залегает в контакте экструзии риолитовых порфиров и вмещающих грубообломочных туфов

кислого состава позднефранского возраста. В верхней части рудное тело имеет крутое ( $50-60^\circ$ ) падение, а с глубиной постепенно вышоложивается, повторяя все изгибы кровли экструзивного тела и выклинивается на глубине около 350 м. В его пределах устанавливается нормальная (по мощности) и латеральная зональность, выражающаяся в смене минеральных типов и структур руд. В направлении от лежащего бока рудного тела к висячему отмечается смена прожилково-вкрапленных серноколчеданных руд, сплошными серно- и медноколчеданными, сплошными медно-цинковыми и, наконец, полиметаллическими.

Значение экструзивных куполов устанавливается также в локализации руд других вулканогенных гидротермальных месторождений. Обычно руды располагаются в контактовых зонах экструзий и вмещающих их вулканитов, как, например, на Николаевском месторождении. В этом случае структурная роль контактов является ведущей. Однако встречаются месторождения, в которых рудные тела размещены в корневой зоне экструзивных тел (рис. 20). Они приурочены к эндоконтакту фельзитов и локализуются на участке резкого изменения его залегания. Рудные тела сложены прожилково-вкрапленными и вкрапленными рудами, распределение которых часто согласно с ориентировкой флюидальности в фельзитах.

*Локальные вулcano-депресссионные структуры* представлены вершинными, межкупольными и другими небольшими депрессиями. Вершинные депрессии — локальные структуры, имеющие размеры сотни метров — первые километры в поперечнике, осложняющие обычно сводовые части стратовулканов и других вулcano-купольных структур центрального типа, образованных продуктами кислого вулканизма.

Они представлены или плоскими депрессиями, как, например, на медноколчеданном месторождении Сибай (рис. 21) и на колчеданно-полиметаллических месторождениях Рудного Алтая — Рудихинском, Камышинском и других, где формируются согласные пластовые залежи богатых руд (рис. 22), или резко выраженными кратерно-кальдерными депрессиями с крутыми стенками и значительно опущенным дном.

Примером такой вершинной депрессии может служить структура Подольского месторождения на Южном Урале. Здесь, по данным В.П. Клемина и других геологов, выделен крупный (около  $150 \text{ км}^2$ ) Южно-Подольский стратовулкан с кальдерой обрушения. В пределах уступов Южно-Подольского вулcano-купола, воздымающихся по сравнению с дном кальдеры на 300—700 м, фиксируются вулcano-купольные поднятия, на одном из которых расположено Подольское месторождение. Поднятие в центральной части осложнено вершинной депрессией, к которой, по данным А.Г. Жабина и В.П. Клемина, приурочена согласная гидротермально-осадочная рудная залежь (рис. 23). В.П. Клеминым описываются геохимические ореолы субгоризонтального залегания среди живецких туфогенно-осадочных отложений, т.е. в висячем боку рудной залежи. Они, по его мнению, формировались в результате постумной гидротермальной деятельности, являющейся непосредственным продол-

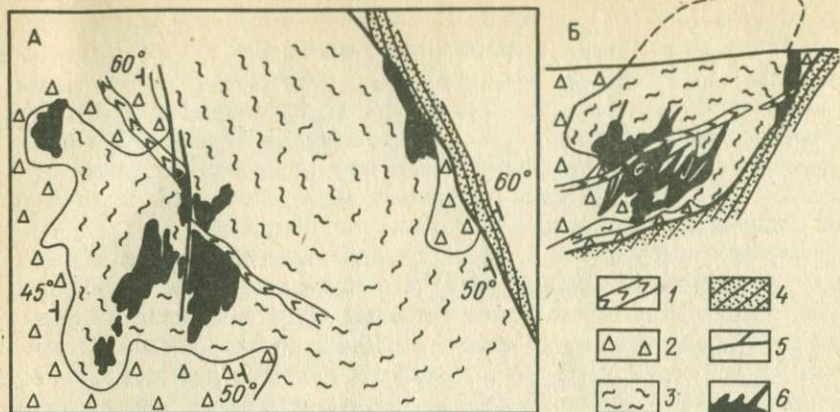


Рис. 20. Строение рудоносного экструзивного купола фельзитов – корневой части: А – план, Б – разрез (по Н.П. Лаверову, Б.Л. Рыбалову, Е.П. Соношкину, Л.В. Хошилову).

1 – дайки микродиоритов; 2 – лавобрекчи фельзитов; 3 – фельзиты; 4 – осадочные породы; 5 – разломы и трещины; 6 – рудные тела

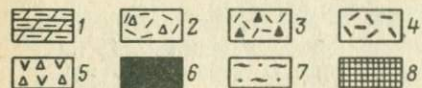
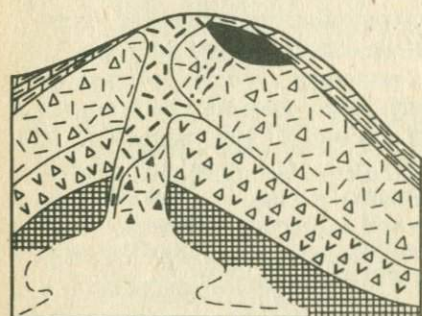


Рис. 21. Геологический разрез Сибайской вулcano-купольной структуры с вершинной депрессией (по В.С. Шарфману).

Фации вулканитов: 1–4 – кислого состава (1 – удаленной зоны, 2 – жерловой–прижерловой зоны, 3 – жерловая, 4 – субвулканическая), 5 – среднего состава жерловой–прижерловой зоны; медноколчеданные руды: 6 – сплошные, 7 – прожилково-вкрапленные в метасоматитах; 8 – комплекс пород основания вулкана

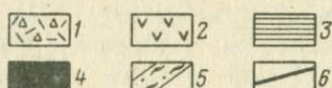
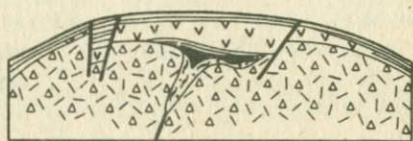


Рис. 22. Схема строения вершинных депрессий вулcano-куполов на алтайских колчеданно-полиметаллических месторождениях – Камышинском, Рудихинском (по В.В. Авдонинову и И.О. Гаринову).

1 – вулканиты кислого состава жерловой–прижерловой фации, 2 – базальтовые порфириты (лавы); 3 – туффиты и осадочные отложения; руды: 4 – сплошные, 5 – вкрапленные; 6 – разломы

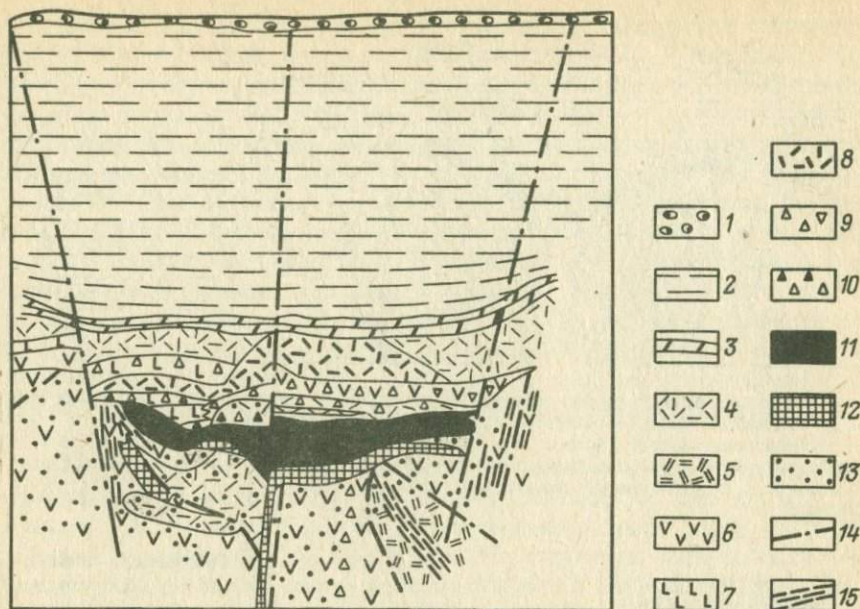


Рис. 23. Геологический разрез рудовмещающей вершинной депрессии Подольского медноколчеданного месторождения на Южном Урале (по В.П. Клемину).

1 – кайнозойские рыхлые отложения; 2 – живецкие туфогенно-осадочные отложения (улутаусская свита); 3 – живецкие породы (карамалыташская свита): 3 – кремнистые, глинисто-кремнистые (бугулыгырский горизонт), 4 – туфы и туфопесчаники, 5 – дацитовые порфиры, 6 – андезитовые порфиры, 7 – диабазы, 8 – субвулканические порфиры кислого состава; 9 – брекчии (магматогенные, тектоногенные); 10 – магматогенные брекчии с рудокластами; массивные руды: 11 – цинково-медноколчеданная, 12 – серноколчеданная; 13 – вкрапленность сульфидов в гидротермально-метасоматически измененных породах; 14 – тектонические разрывы; 15 – зоны расланцевания

жением рудогенерирующих процессов. Следует иметь в виду, что некоторые геологи, например Ю.А. Болотин и А.А. Богомол, считают, что Подольское месторождение представлено гидротермально-метасоматической рудной залежью, генетически связанной с субвулканическим телом кислого состава.

Вершинные депрессии образуются также над хорошо проработанными жерловыми зонами, по которым и происходят неоднократные опускания днища депрессий. Они бывают выполнены пологозалегающими туфогенно-осадочными отложениями и базальтами. Здесь гидротермально-осадочные залежи сочетаются с крутопадающими телами обычно прожилково-вкрапленных гидротермально-метасоматических руд, приуроченных к жерловицам (рис. 24).

Межкупольные депрессии – также небольшие понижения в вулканическом палеорельефе, которые возникают между экстрозивными, лавовыми и другими вулканическими куполами кислого состава. Размеры депрессий такие же, что и куполов (сотни метров – первые километры). К этим депрессиям приурочены рудные залежи некоторых колчеданно-

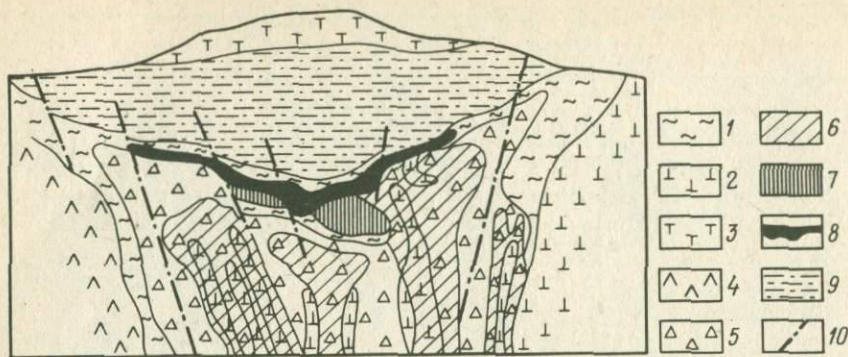


Рис. 24. Геологический разрез локальной вершинной депрессии над жерловой зоной на полиметаллическом месторождении Ивами в Японии (по Х. Макаима). 1 — каолинизированные породы; 2 — риодациты; 3 — дациты; 4 — андезиты; 5 — вулканические брекчи дацитов; руды: 6 — сульфидные прожилково-вкрапленные, 7 — гипсовые, 8 — сплошные сульфидные (черные и желтые); 9 — аргиллиты; 10 — разломы

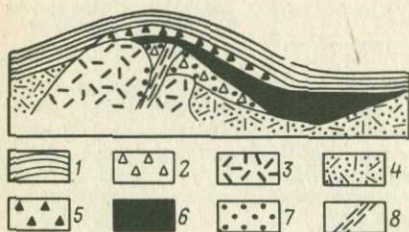


Рис. 25. Схематизированный геологический разрез склона вулканического купола и межкупольной депрессии на месторождении Саканаï в Японии (по Т. Сато).

1 — глинистые сланцы и туффиты; 2 — брекчи риолитов; 3 — риолитовый купол; 4 — туфы риолитов; 5 — рудокласты; сульфидные руды: 6 — сплошные, 7 — вкрапленные, 8 — жильные

полиметаллических месторождений, например Саканаï в Японии (рис. 25).

Такие депрессии реконструированы при палеовулканическом анализе на колчеданно-полиметаллических месторождениях Рудного Алтая — Стрежанском, Шубинском, Гусяковском. Диаметр этих депрессий 700—1000 м, глубина 190—500 м. В них накапливались монотонные тонкозернистые осадки — туффиты и туфоалевролиты, которые вверх по разрезу сменяются углисто-глинистыми отложениями, а к бортам депрессии — грубозернистыми осадками (туфопесчаниками).

В локальных депрессиях, характеризовавшихся благоприятной гидродинамической обстановкой, обычно формировались гидротермально-осадочные слоистые серноколчеданные, медноколчеданные или колчеданно-полиметаллические рудные залежи. Вдоль подводящих путей — разломов или зон трещиноватости — возникают прожилково-вкрапленные руды того же состава. Иногда сингенетичная минерализация представлена лишь пиритом, но последующие, связанные с заключительной фазой вулканизма, гидротермально-метасоматические руды также образуют согласные залежи в межвулканических депрессиях.

К межкупольным депрессиям могут быть отнесены локальные депрессии, расположенные между небольшими вулканическими биклиналя-

ми, как это установлено А.И. Кривцовым и О.В. Мининой на месторождениях Южного Урала, например на Юбилейном [17]. К ним также приурочены согласные пластовые залежи медноколчеданных преимущественно гидротермально-осадочных руд. Как свидетельствует палеорекострукция, рудоотложение происходило неоднократно, причем во всех случаях использовались главным образом депрессии в палеорельефе кровли соответствующих вулканических толщ. Таким образом, локальные палеовулканические депрессии играют большую роль в локализации рудных залежей месторождений колчеданной группы, прежде всего гидротермально-осадочных руд. Так, на Касаргинском медно-колчеданном месторождении (Южный Урал) все рудные тела гидротермально-осадочного генезиса залегают в синвулканической палеодепрессии, удаленной от центров живетского продуктивного вулканизма кислого состава. Пласто- и блюдцеобразные согласные залежи сконцентрированы в горизонтах вулканогенно-осадочных отложений.

Встречаются локальные депрессии, имеющие достаточно сложное строение. В такой депрессии размещено, например, по данным А.Н. Герасова, Н.И. Еремина и других исследователей, осеннее медноколчеданное месторождение на Южном Урале. Эта структура выполнена нижедевонско-эйфельскими базальтами, фтанитами и яшмоидами (рис. 26). Форма депрессии округлая, несколько удлинённая в восточно-северо-восточном направлении, совпадающем с простиранием зоны разлома. Сложность ее внутреннего строения обусловлена наличием второстепенных гребневидных выступов и впадин размером 300x200 м. Рудные тела представлены гидротермально-осадочными залежами блюдцеобразной формы. Многочисленные субвулканические и интрузивные тела расчленяют их и метаморфизуют руды.

*Локальные вулканические биклинали.* Структуры такого типа установлены на Южном Урале благодаря исследованиям А.И. Кривцова и О.В. Мининой. Они развиты на склонах базальтовых плато или региональных биклиналей и бывают сложены грубообломочными вулканитами кислого и среднего состава жерлово-прижерловой зоны [17]. К вулканическим биклиналям приурочены медноколчеданные месторождения, локализация рудных тел которых определяется такими рудовмещающими структурами, как горизонты пород, благоприятных для замещения, контакты пластов с различной проницаемостью, крутопадающие зоны дробления и расщепления, сочетающиеся в сводовых частях биклиналей с экранирующими горизонтами (рис. 27). В краевых частях вулканических биклиналей, где сконцентрированы разломы и зоны трещиноватости, формируются рудные тела жилообразной формы. В центральных частях этих структур на контакте вулканических брекчий и туфов с менее проницаемыми породами (например, лавами) образуются согласные пласто- или линзовидные залежи, в лежащем боку которых рудоподводящие зоны трещиноватости вмещают прожилково-вкрапленные руды. Размеры медноколчеданных месторождений, связанных с биклиналильными структурами, обычно небольшие; подобные месторождения известны, в частности, на Маканском рудном поле. Возможно, что

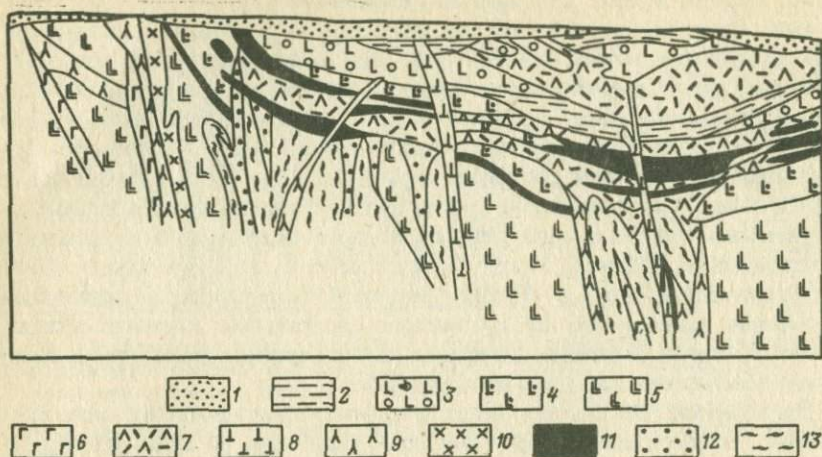


Рис. 26. Геологический разрез вершинной депрессии на Осеннем месторождении на Южном Урале (по А.Н. Геракову, Н.И. Еремину и др.).

1 – четвертичные отложения; нижедевонские вулканы – эйфельские вулканы: 2 – фтаниты, яшмоиды, 3–5 – базальтовые лавы (3 – крупноподушечные, 4 – крупно- и среднеподушечные, 5 – мегаплагиофировые), 6 – субвулканические долериты, 7 – субвулканические риодацитовые порфиры; интрузивные тела и дайки: 8 – габбро; 9 – габбродиориты; 10 – сиенито-диориты; руды: 11 – сплошные, 12 – вкрапленные; 13 – метасоматиты (хлоритовые, хлорит-серпичитовые и др.)

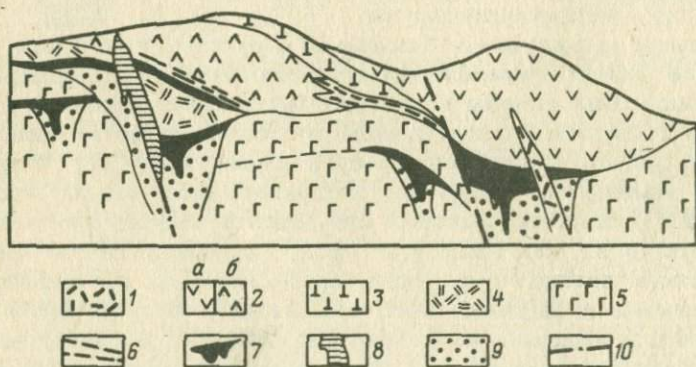


Рис. 27. Палеовулканическая реконструкция (разрез) вулcano-бифуркальной структуры медноколчеданного месторождения Юбилейное (по О.В. Мининой).

1 – субвулканические риодацитовые порфиры; 2 – дацитовые толщи: а – верхняя, б – нижняя; 3 – верхняя базальтовая толща; 4 – андезиодацитовая толща; 5 – нижняя базальтовая толща; 6 – начки вулканомиктовых пород; медноколчеданные залежи: 7 – преимущественно гидротермально-осадочные, 8 – гидротермально-метасоматические; 9 – серицитолиты с прожилково-вкрапленной пиритовой минерализацией; 10 – разломы

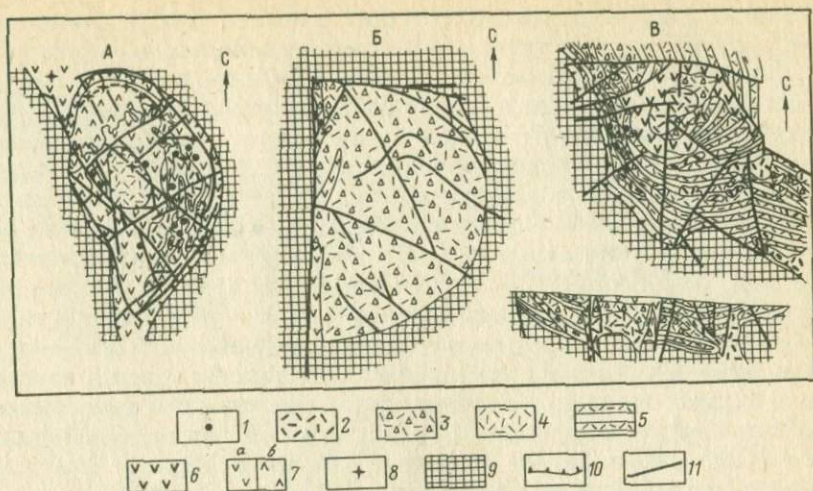


Рис. 28. Схемы строения рудоносных вулканотектонических структур — кальдерообразных депрессий с секториальными блоками: А — Блявинской (по А.И. Паленкову и В.И. Старостину), Б — Садовушинской (по Е.И. Филатову), В — Успенской (а — план, б — разрез, по А.Ф. Черных и М.П. Астафьеву).

1 — месторождения и рудопроявления; фации вулканитов: 2—5 — кислого состава (2 — субвулканическая и экструзивная, 3 — жерловой—прижерловой зоны, 4 — промежуточной, 5 — удаленной зон), 6 — основного состава субвулканическая, 7 — жерловой—прижерловой зоны (а — основного, б — среднего состава), 8 — центры вулканизма; 9 — комплекс пород основания вулканогенных структур; 10 — границы кальдерообразных депрессий; 11 — разломы

распространенность и роль этих структур в рудолокализации пока еще недостаточно выявлены.

**Секториальные вулканотектонические блоки.** Такие блоки являются частями вулканокупольных структур, особенно часто — кальдер и кальдерообразных депрессий. Их возникновение — результат мозаично-блокового строения этих более крупных структур и неодинакового развития составляющих подобные структуры блоков. Последние чаще всего бывают ограничены кольцевыми (полукольцевыми) и радиальными разломами и поэтому называются секториальными.

В депрессиях на такие блоки расчленяются прикальдерная зона, как это происходило в Блявинской кальдерообразной депрессии на Южном Урале, в Садовушинской кольцевой структуре на Рудном Алтае и др. Так, в первой депрессии длительное время довольно автономно развивался секториальный блок прикальдерной зоны, в котором образовались Блявинское и Комсомольское медноколчеданные месторождения, приуроченные к участкам пересечения полукольцевых и линейных структур этой зоны с радиальными разломами (рис. 28, А). Для этого секторного блока характерно длительное формирование, концентрация в его пределах гнездовой группы вулканов и экструзий

кислого состава, насыщенность субвулканическими телами того же состава, наличие значительного ореола гидротермальных метасоматитов.

Семеновское полиметаллическое месторождение на Рудном Алтае, по данным Е.И. Филатова и других исследователей, размещается в пределах секториального вулканотектонического блока, осложняющего Саловушинскую кольцевую структуру (рис. 28, Б). Позиция Золотушинского и Новозолотушинского месторождений в том же регионе, по данным А.Ф. Черных и М.П. Астафьева, определяется их расположением в секториальном блоке Кировского вулканокупольного поднятия, осложняющего Успенскую депрессию (рис. 28, В). Эта депрессия образовалась в два вулканических этапа — эйфельский и живетско-раннефранский; в результате возникла рудоносная базальт-липаритовая формация. В ранний этап строение депрессии было, вероятно, простое, в поздний оно было усложнено внутренним куполом, фиксируемым значительным распространением вулканических пород жерловой фации, субвулканическими телами кислого и основного состава. Характерно развитие гнездовой группы вулканов в западном секторе прикальдерной зоны. На склонах этих вулканических центров находится Золотушинское рудное поле. В размещении его месторождений важное значение имеют особенности строения кальдерообразной депрессии, в первую очередь длительно развивавшегося секториального блока в прикальдерной зоне.

### Структуры субвулканических зон

В строении и истории развития вулканических областей большую роль играют породы субвулканической и гиповулканической фаций, с которыми ассоциируют вулканогенные месторождения медноколчеданных, колчеданно-полиметаллических, золото-серебряных, оловянных, ртутных, урановых и других видов сырья.

Морфология, залегание и внутреннее строение субвулканических и гиповулканических тел определяют структурно-морфологические особенности месторождений и рудных залежей, чему способствуют одинаковая глубина формирования и приуроченность к одним и тем же вулканотектоническим структурам этих магматических тел и оруденения, а также их минералого-геохимические связи и общность термодинамических условий образования. Поскольку в локализации оруденения основное значение имеют особенности строения описываемых тел в эндоконтактной зоне (протосубвулканические структуры), морфология контакта, часто осложненного тектоническими подвижками (контактные зоны срыва), и строение вмещающих эти тела пород в зоне экзоконтакта, мы рассмотрим приконтактные структуры субвулканических и гиповулканических тел. Так, по данным Н.П. Лаверова и его коллег, внутреннее строение субвулканических тел обуславливает структурно-морфологические особенности рудных залежей. В частности, нижняя поверхность рудного штокверка определяется морфологией контакта субвулканического тела, а верхняя имеет более сложную форму,

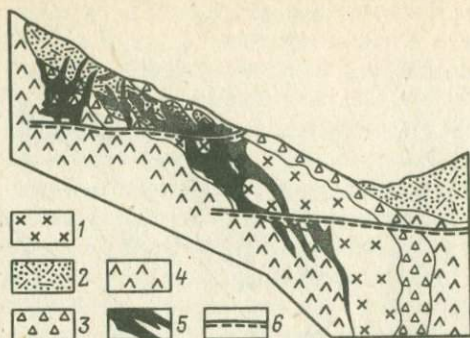


Рис. 29. Строение столбобразного штокверка, приуроченного к субвулканическому телу (по Н.П. Лаврову, Б.Л. Рыбалоу, Е.П. Солюшкину, Л.В. Хорошилову).

1 — граносиенит-порфиры; 2 — кварцевые порфиры; 3 — кластолавы и лавобрекчи риолитов; 4 — андезиты и их туфы; 5 — рудные тела; 6 — разломы

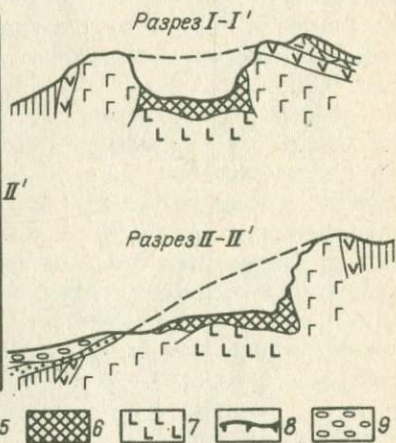
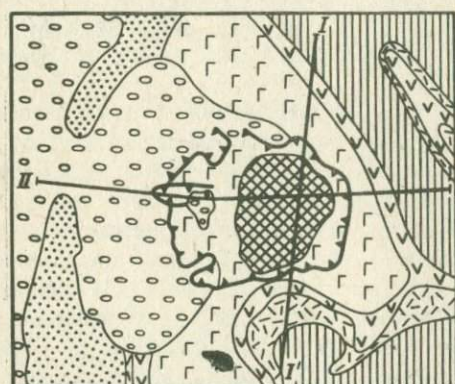


Рис. 30. Схема геологического строения месторождения, приуроченного к субвулканическому телу долеритов (по К.Ф. Гурьянову).

1 — аллювий; 2 — гидротермально измененные туфы; 3 — долеритовые порфиры; 4 — мелкозернистый долерит; 5 — средне- и крупнозернистый долерит; 6 — пироксен-цеолитовая порода с гнездами кальцита; 7 — анальцимизированный долерит; 8 — контуры карьера; 9 — отвалы

так как оруденение использовало протектонические трещины, обновленные перед рудообразованием (рис. 29).

В качестве примера можно указать также некоторые гидротермальные месторождения Тунгусской синеклизы, которые, по данным Е.Я. Кифленко, приурочены к субвулканическим трапловым телам дайко- и штокообразной формы, сложенным долеритами и долеритовыми порфирами, габбро-долеритами и другими породами. Эти магматические тела, образующие линейные зоны вдоль разломов, имеют зональное строение, обусловленное чередованием пород указанных петрографических разновидностей. Гнезда кальцита, залегающие в интенсивно измененных — цеолитизированных, хлоритизированных — долеритах, тяготеют к куполовидным участкам субвулканических тел, осложненных зонами дробления и трещиноватости (рис. 30).

Некоторые медноколчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения Южного Урала, Малого Кавказа, Рудного Алтая, Балкан и других провинций так или иначе связаны с субвулканическими телами. Так, на Блявинском рудном поле В.И. Старостин выделяет две основные группы медноколчеданных месторождений, которые ассоциируют с субвулканическими телами кислого состава раннедевонского возраста. К первой группе относятся Блявинское и Комсомольское месторождения, рудные тела которых залегают в тектонически осложненных контактах субвулканических тел с силурийскими эффузивными диабазами, игравшими роль структурно-литологических экранов, а также в эндоконтактной зоне субвулканических тел (см. рис. 28, А). Ко второй группе принадлежат мелкие месторождения — Яман-Касинское, Разумовское и другие, — рудные тела которых приурочены к зонам дробления и трещиноватости, развитым в пределах субвулканических тел. Оруденение представлено штокверковыми жильными рудными телами.

Помимо синвулканических разрывных нарушений в локализации оруденения на Блявинском рудном поле определенное значение имели протовулканические трещины (особенно во второй группе месторождений), автомагматические брекчи, отмечающиеся в контактах субвулканических тел, и другие особенности внутреннего строения последних и морфологии контактовых поверхностей. Другими примерами приуроченности рудных залежей к штокам субвулканических дацитов могут служить медноколчеданное месторождение Бор в Югославии, а также флюорит-полиметаллическое месторождение Чибаргата в Средней Азии. Последнее, по А.Е. Толкунову и И.Г. Максимовой, расположено в позднепалеозойской Карабашской вулканической депрессии континентального типа в зоне долгоживущего сквозного Чибаргатинского разлома. Оно приурочено к позднепермскому субвулканическому телу, сложенному риолитами и их автомагматическими брекчиями (рис. 31). Флюоритовое оруденение в виде сложно ветвящейся жильной системы локализуется в пределах субвулканического тела, причем богатые руды наблюдаются в краевых частях тела. Рудные столбы имеют крутое склонение на запад, согласное с общим склонением контакта субвулканического тела и падением поперечных разрывов. Физико-механические свойства пород обусловили возникновение открытых полостей, выполненных рудами. Реже рудная вкрапленность и гнезда фиксируются в метасоматически измененных — окварцованных, серицитизированных — вмещающих породах. Предполагаются субвулканические глубины (600—700 м от поверхности) рудообразования; вертикальный размах оруденения, по-видимому, составлял 400—500 м.

Вулканогенные гидротермальные золото-полиметаллические месторождения района Байя Маре (Румыния) подробно охарактеризованы Б. Лангом. Они размещены во внутренней (вулканической) дуге Карпат. В районе последовательно были проявлены три фазы неогенового вулканизма — андезитового (на западе), дацитового (в центре) и андезитового (на востоке). Каждая фаза начиналась с эксплозий (пироклаستي-

Рис. 31. Геологический разрез флюоритового месторождения Чибаргата, приуроченного к риолитовому субвулканическому телу (по А.Е. Толкунову, И.Г. Максимовой).

1 – флюорит-полиметаллические жилы; 2 – кварц-сульфидные жилы; субвулканическое тело: 3 – риолиты, 4 – автомагматические брекчии риолитов; 5 – риолитовые лавы и пепловые туфы; 6 – лавы и агломеративные туфы риолитов; 7 – игнимбриты; 8 – туфы риолитов; 9 – туфогенные песчаники; 10 – дацитовые лавы и туфы; 11 – дацитовые и андезитовые лавобрекчии и туфы; 12 – гранодиориты, граниты; 13 – разломы; 14 – зоны трещиноватости

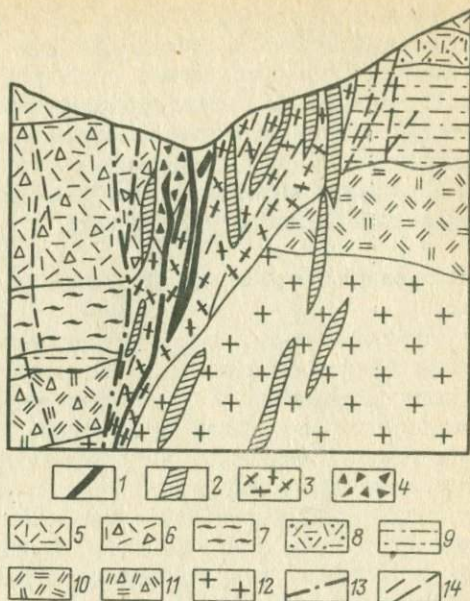
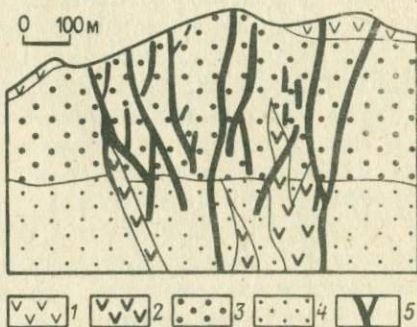


Рис. 32. Геологический разрез месторождения Херия (по М. Баркошу и Б. Лангу).

Неогеновые образования: 1 – 2 – пироксеновые андезиты (1 – лавы, 2 – субвулканические тела), 3 – осадочные отложения; 4 – палеогеновые осадочные отложения; 5 – рудные жилы



ка), сменялась излиянием лав и заканчивалась становлением субвулканических тел и формированием месторождений. Имеются данные, свидетельствующие о пересечении более ранних субвулканических и рудных образований более поздними [45].

Рудные месторождения расположены вдоль центральной субширотной оси вулканической зоны, где вулканисты имеют наибольшую мощность. Рудные жилы образуют в основном жильные системы. Вмещающие породы – лавы, пирокласты и иногда осадочные породы; в некоторых случаях жилы структурно тяготеют к жерловинам и субвулканическим дайкам. Тесная связь параллельной системы рудных жил и субвулканическим дайкам. Тесная связь параллельной системы рудных жил и субвулканических тел может быть проиллюстрирована на примере полиметал-

лического месторождения Хериа. Здесь рудные жилы наблюдаются на участках выклинивания субвулканических тел по их восстанию (рис. 32).

Важную роль описываемые структуры субвулканических зон играют для локализации не только вулканогенных гидротермальных, но также, вероятно, и магматических месторождений, например медноникелевых Норильского района, приуроченных к субвулканическим телам (силлы и др.), сложенным породами трапшовой формации Сибирской платформы (габбродиабазы, пикриты, долериты).

### Синвулканические разломы и трещины

Эти разрывные нарушения, имеющие важное значение как при формировании вулканотектонических структур различных типов, так и в локализации оруденения. Синвулканические разломы, чаще всего сбросы, проходят часто по границе вулканических блоков разной мобильности, а неодинаковой мощностью осадочно-вулканогенных отложений. К этим нарушениям приурочены жерловины, субвулканические и гиповулканические тела преимущественно линейного типа. Чаще всего разрывные нарушения в виде разломов и зон трещиноватости служат рудоподводящими каналами для рудоносных гидротермальных растворов и поэтому фиксируют корневые части гидротермально-осадочных колчеданных месторождений в виде зон метасоматитов и прожилково-вкрапленных руд лежащего бока. Они имеют также иногда самостоятельное значение на медноколчеданных месторождениях кафанского типа.

На золото-серебряных, редкометальных и других месторождениях, представленных жильным или штокверковым типами, синвулканические трещины и зоны трещиноватости играют ведущую роль. При этом следует учитывать, что разрывные нарушения часто бывают скрытыми, затухающими в верхнем структурном этаже. Так, по данным Н.П. Лаверова и других геологов, синвулканические разломы, расположенные в верхних горизонтах над зоной глубинного разлома в основании рудовмещающего вулканогенного комплекса, фиксируются субвулканическими дайками. На участках выклинивания разломов по восстанию в трещиноватых породах залегают рудные жилы (рис. 33). Помимо линейных нарушений широко развиты кольцевые, полукольцевые и дуговые синвулканические разломы и трещины.

Среди трещинных структур вулканогенных гидротермальных месторождений Охотско-Чукотского пояса А.И. Калинин выделяет группу рудовмещающих структур магматогенного происхождения, являющихся структурными элементами локальных вулканотектонических сооружений. Внутри этой группы намечается тип синвулканических нарушений — кольцевых и радиальных трещин изометричных вулканоструктур и разрывов линейных экстрезивов. Вторая группа включает рудовмещающие разрывы, представляющие собой фрагменты долгоживущих региональных разломов; в ней обособляются два типа — односистемных оперенных трещин и многосистемных оперенных разломов. По соотношению со слоистостью и флюидалностью во всех типах обеих групп мож-

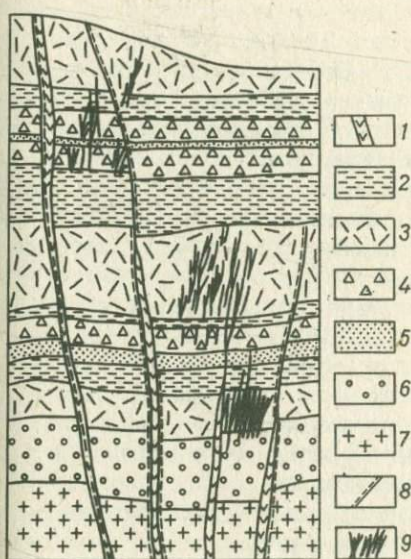


Рис. 33. Строение жильных рудных зон в скрытых сивулканических разломах и трещинах (по Н.П. Лаверову).

1 — дайки кварцевых порфиров и фельзит-порфиров; 2 — покровы фельзитов, флюидальные кварцевые порфиры и игнимбриты; 3 — туфы риолитов, кварцевых порфиров и кластолавы кварцевых порфиров; 4 — лавобрекчии фельзитов и кварцевых порфиров; 5 — туфогенные песчаники и агломераты; 6 — лавоагломераты с дацитовым лавовым цементом, конгломераты; 7 — граниты основания; 8 — сивулканические разломы и зоны трещиноватости; 9 — рудные жилы

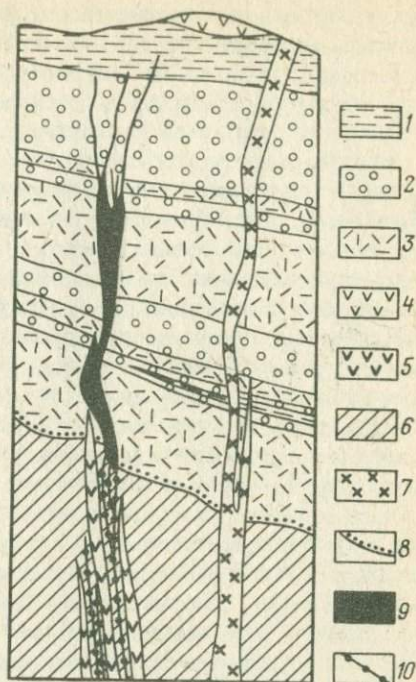


Рис. 34. Рудоносные гидротермалиты, приуроченные к сквозным разрывам Курмиджинской палеокальдеры на Дальнем Востоке (по В.Я. Асманову).

Верхнемеловые образования: 1 — озерные туфогенно-осадочные отложения, 2 — конгломераты, 3 — туфы риодацитов, 4 — лавы андезитов, 5 — субвулканические андезиты; 6 — юрские флишеидные отложения; 7 — диорит-порфиры; 8 — граница структурного несогласия; 9 — рудоносные гидротермалиты; 10 — кварц-турмалиновые прожилки

но различать секущий и согласный подтипы. Структуры каждого из отмеченных типов характеризуются достаточно индивидуализированными условиями рудоотложения и, как следствие, контролируют месторождения, отличающиеся по размерам, числу и мощности рудных тел, их структурно-морфологическим особенностям, глубине распространения оруденения, факторам локализации рудных столбов.

В локализации оруденения играют роль не только трещинные системы (кольцевые, радиальные), тесно связанные со строением и формированием вулканогенных структур, но и те разрывные нарушения, которые

обусловлены сквозными разломами фундамента. Проникая в вулканические формации, они на этапе становления вулканоструктур являются синвулканическими, о чем свидетельствует приуроченность к этим разрывам субвулканических даек, линейных жерловин и экзотрузий.

Именно к такого рода разрывам, развивающимся по восстанию сквозных разломов складчатого основания, по данным В.Я. Ясманова, приурочено медно-оловянное оруденение в Курмиджинской палеокальдере на Дальнем Востоке (рис. 34). Она представляет собой сложную депрессию оседания с центральным поднятием. Структура ее к тому же деформирована при движениях по сквозным глубинным разломам, и поэтому элементы вулканотектоники не получили классического выражения. Депрессия выполнена верхнемеловыми андезитовыми вулканитами, несогласно залегающими на юрских флишеидных образованиях. Встречаются субвулканические дайки андезитов и андезитодацитов, которые, так же как штоки и дайки гранодиорит-порфиров и диорит-порфиритов, тяготеют к вышеуказанным разрывам. Все магматические образования являются членами вулканоплутонической ассоциации.

Главные зоны минерализации контролируются сквозными трещинными структурами, связанными с меридиональными глубинным разломом фундамента. Рудные тела залегают как в юрских отложениях, так и в вулканитах верхнего мела. Структурное несогласие между ними служило важной рудоконтролирующей поверхностью. Морфологические особенности разрывов predeterminedены строением вмещающих толщ, что отражено в структурной зональности зон гидротермалитов. Они представлены жиллообразными телами кварцевых турмалинитов, рассеченных жилами и прожилками кварца с касситеритом и сульфидами. В зонах отчетливо проявлена вертикальная зональность минерализации, выражающаяся в смене по восстанию существенно оловянных руд медно-оловянными. На выклинивании зон в рудах, размещенных уже преимущественно среди пропилитов, преобладает свинец, в меньшем количестве присутствует цинк.

Приведенный пример еще раз подчеркивает большую роль фундамента (в данном случае сквозных разломов) в строении и деформации вулканоструктуры и, что особенно важно, в локализации оруденения.

### Деформация рудоносных вулканических структур

Недеформированными вулканические структуры бывают лишь на тех месторождениях, где не проявлены послерудные дислокации. Это наиболее характерно для провинций орогенных областей и зон активизации. Первичные структуры месторождений, приуроченные к раннегеосинклинальным комплексам, деформированы чаще. Так, на рудных полях медноколчеданных месторождений Среднего Урала, где в палеозойских толщах развиты зоны смятия, произошло искажение рудовмещающих синвулканических структур [17]. Например, рудоносные биклинали оказываются развернутыми на 70–80° относительно первоначального положения. Вулкано-купольные и другие положительные струк-

туры в процессе последующих дислокаций сохраняются в виде жестких ядер вулканогенных брахиантиклиналей. Наиболее сложные изменения претерпевают депрессии, которые могут иногда в процессе тектонических деформаций превратиться в антиклинальные структуры.

Примером послерудных — деформированных вулканогенных структур, — часто распространенных в докембрийских комплексах, может служить структура метаморфизованного колчеданно-полиметаллического месторождения Брокен-Хилл в Австралии [49]. Первичные сульфидные руды на этом месторождении, по представлениям австралийских геологов, являлись сингенетичными. Они образовались при затухании вулканизма в раннем протерозое и отложились в виде лентовидных тел в линейных зонах на контакте вулканических и осадочных фаций вулканогенно-осадочных формаций, становление современной структуры месторождения, в частности антиформной складки Брокен-Хилл, осложненной сколовыми зонами, проходило в течение трех этапов деформаций. Два первых этапа протекали в условиях высоких ступеней прогрессивного метаморфизма, а третий — при регрессивном метаморфизме. На первом этапе при формировании лежащих изоклинальных складок стратиграфическая последовательность слоев и рудных залежей оказалась перевернутой. На втором этапе складчатые протерозойские толщи были повторно изогнуты: образовались антиформы (положительные структурные формы, по В.Е. Хаину) и синформы (отрицательные формы). Стратиграфическая последовательность пород в них стала обратной; например, ядра синформ сложены наиболее древними гнейсами; также стала обратной зональность в рудных телах. Претерпела изменения и форма рудных залежей: часто наблюдаются седловидные тела с увеличенной мощностью в шарнирах складок.

На Холоднинском колчеданно-полиметаллическом месторождении (Северное Прибайкалье), по данным Г.В. Ручкина и других геологов, пластовые залежи гидротермально-осадочных руд также подвергались деформациям и метаморфизму. Намечаются четыре этапа деформаций; на первом образовались изоклинальные складки, продольные разрывы и зоны расланцевания, на втором — открытые асимметричные складки (антиформные и синформные); в это же время были подновлены заложенные ранее зоны и разрывы. На третьем этапе возникли крутошарнирные коленообразные складки, а на четвертом — серии каскадных складок с субгоризонтальными осевыми поверхностями на крыльях более крупных структур ранних этапов. В первые два этапа, сближенные по времени, была сформирована основная структура Холоднинского месторождения и проявился метаморфизм амфиболитовой фации. В течение второго этапа руды претерпели перекристаллизацию, переотложение и мобилизацию (регенерацию), которая происходила и на третьем этапе, когда в продольных разрывах и косых трещинах отрыва отлагались регенерированные прожилково-гнездовые руды. В четвертый этап осуществлялась дальнейшая деформация рудных залежей, заключающаяся, в частности, в небольших их смещениях по сбросо-сдвигам; каких-либо преобразований руд в этот этап не установлено.

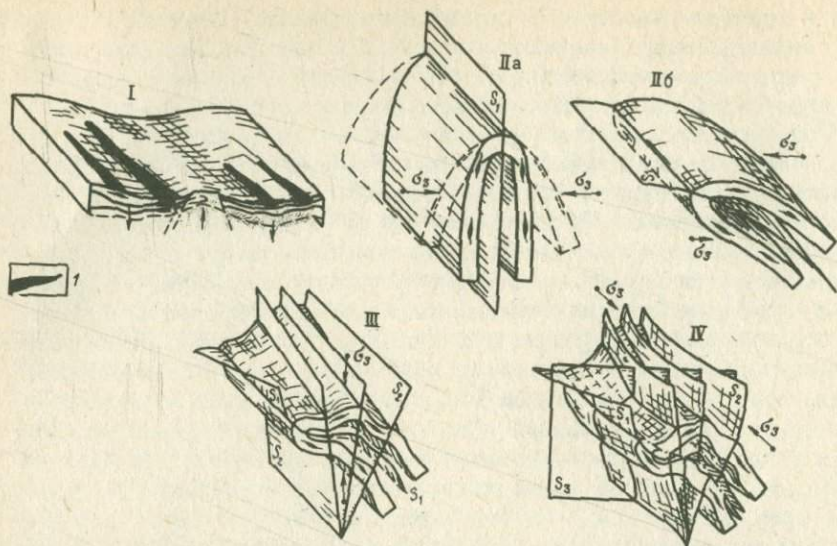


Рис. 35. Этапы формирования Белоусовского месторождения (по В.И. Старостину и В.А. Лычакову):

I – синвулканический, II – образования изоклиальной складчатости (IIa – формирования сжатой антиклинали, IIб – запрокидывания ее на юго-запад), III – становления антиформной складки, IV – постскладчатых деформаций.

I – рудные тела; осевые плоскости:  $S_1$  – сжатой антиклинальной складки,  $S_2$  – антиформной складки,  $S_3$  – складок третьей фазы деформации;  $\sigma_3$  – направление главных сжимающих усилий

Вулканогенные структуры и связанные с ними рудные залежи на алтайских месторождениях, приуроченных к таким мобильным зонам, как Северо-Восточная (месторождения Юбилейно-Снегирихинское, Тишинское и др.) или Иртышская зона смятия (Белоусовское, Иртышское, Березовское, Новоберезовское и др.), испытали значительные деформации, а руды – метаморфизм и переотложение. В этом отношении интересно Белоусовское месторождение, на участке которого наблюдается антиформная складка, осложненная разломами и тремя разновозрастными зонами расланцевания.

Это месторождение, по данным В.И. Старостина и В.А. Лычакова, формировалось в четыре этапа (рис. 35). В первый – синвулканический (средний – поздний девон) – образовалась линейная вулканотектоническая депрессия, в которой накапливались вулканогенно-осадочные отложения и гидротермально-осадочные, возможно, и гидротермально-метасоматические руды. На втором этапе депрессия претерпела инверсию, сопровождавшуюся становлением изоклиальной антиклинали и динамотермальным метаморфизмом пород и руд. На третьем этапе возникла антиформная складка и произошло перераспределение руд, местами их селективное плавление с образованием дайкообразных рудных тел, приуроченных к поздним тектоническим трещинам. Четвертый

## Рудовмещающие структуры различных типов вулканических поясов (по Н.П. Лаверову, Е.А. Толкунову)

Геотектоническое положение рудовмещающих вулканических образований	Характерный ряд магматических формаций	Основная рудная формация	Рудовмещающие структуры	Примеры
Вулканические пояса и поля эвгеосинклинальных областей	Контрастно или последовательно дифференцированных базальт-риолитовых (фемический)	Медноколчеданная, колчеданно-полиметаллические, барит-полиметаллическая, железорудная	Депрессионные; серии сближенных палеовулканов и одиночные крупные палеовулканы вулканогенных поднятий; крупные разломы, зоны смятия и расщепления	Рудные провинции и районы Тихоокеанского, Средиземноморского, Урало-Монгольского и северных ветвей Атлантического эвгеосинклинальных поясов
Вулканические пояса и поля эпигеосинклинальных орогенных областей	Андезит-диоритовых (с монзонитами)  Риолит-гранитных (с граносиенитами)	Медно-молибденовая порфировая, молибденовая, жильная, золото-серебряная, полиметаллическая, ртутная  Редкометальная, бериллиевая, бериллий-флюоритовая, полиметаллическая, молибден-урановая, флюорит-полиметаллическая	Вулканические кальдеры и бескальдерные вулканотектонические депрессии; вулканокупольные поднятия; зоны краевых кольцевых, дуговидных и радиальных разломов	Рудные провинции и районы в обрамлении и в срединных массивах Тихоокеанского, Средиземноморского орогенных поясов

Геотектоническое положение рудовмещающих вулканических образований	Характерный ряд магматических формаций	Основная рудная формация	Рудовмещающие структуры	Примеры
Вулканические пояса, поля и одиночные палеовулканы областей тектономагматической активизации	Трахитовых, базальт-риолитовых щелочных	Уран-флюоритовая, флюорит-бериллиевая, оловянная, медно-молибденовая, золото-серебряная, ртутно-сурьмяная и др. Торий-урановая, титан-урановая	Приразломные депрессии и кальдеры проседания; вулканические купола; зоны крупных долгоживущих разломов с жерловыми и субвулканическими фациями и гипабиссальными интрузивами	Рудные провинции и районы эпиплатформенного орогенеза: Тихоокеанского складчатого пояса юго-востока Азии, срединных массивов Средиземноморского складчатого пояса
Вулканические области и поля древних платформ	Траптовых	Железорудная	Одиночные палеовулканы	Рудные провинции и районы Сибирской платформы
	Ультраосновных — щелочных	Редкометалльная в карбонатах с апатитом, флогопитом	Трубки взрыва и жерла вулканов	Рудные провинции и районы Восточно-Европейской, Сибирской, Африканской, Индостанской и Бразильской платформ
	Кимберлитовых	Алмазоносная	То же	Рудные провинции и районы Сибирской, Африканской, Индостанской и Бразильской платформ

этап характеризовался проявлением послескладчатых деформаций: развитием сколовых зон, дальнейшим усложнением структур и рудных тел.

### **Рудовмещающие вулканогенные структуры палеовулканических областей различного типа**

Н.П. Лаверов и А.Е. Толкунов справедливо придают особое внимание геотектоническим условиям формирования рудовмещающих вулканогенных структур [7, 19]. Эти условия определяют типы структур, соответственно геологическое строение колчеданных, вулканогенных, гидротермальных и других месторождений, связанных с вулканогенными формациями, закономерности локализации оруденения, а также методы изучения различных типов рудоносных вулканогенных структур. Выделяются четыре основные группы рудовмещающих вулканогенных структур, образовавшихся соответственно в таких областях: эвгеосинклинальных, эпигеосинклинальных (орогенных), тектоно-магматической активизации и платформенных. В этой систематике учитывается геотектоническое положение рудоносных вулканических образований, условия их формирования, своеобразие положения и структурного облика, обусловленные различиями в проявлении вулканизма (табл. 3).

## ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ РУДОНОСНЫХ ВУЛКАНОГЕННЫХ СТРУКТУР

### ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ РУДОНОСНЫХ ВУЛКАНОГЕННЫХ СТРУКТУР В ОБЛАСТЯХ СОВРЕМЕННОГО И МОЛОДОГО ВУЛКАНИЗМА

Глубинное строение вулканогенных структур устанавливается по данным таких геофизических исследований, как ГСЗ, МТЗ и гравиметрия [36]. Первичные магматические очаги, по данным С.Т. Балеста, находятся в переходном от коры к мантии слое (мощность 20–30 км), в строении которого участвует зона разуплотнения, находящаяся на глубине 20–30 км. Эта зона характеризуется аномальными неоднородностями, вызывающими затухание сейсмических волн, и повышенной электропроводностью. Она трактуется как зона выплавки вещества мантии под современными вулканическими поясами.

Богатые калием и летучими магматические распады формируются в зонах умеренного давления. Латеральный градиент давления, в частности, увеличивается с уменьшением угла наклона зоны Беньофа, т.е. в верхних горизонтах литосферы. Вблизи линейных зон изменения плотности глубинных масс горячие флюиды совершают термическую эрозию литосферы, благодаря чему возникают поднятия кровли астеносферы в виде всплывающего диапира (астенолита), так как в этих своеобразных "ловушках" аккумуляровался легкоподвижный материал. Область генерации базальтовой магмы под Камчаткой находится выше сейсмофокальной зоны, т.е. на глубине не более 100 км, а точнее — выше эклогитового барьера (на глубине менее 50–60 км), так как ограничивающим на глубине (давлению) параметром режима минералообразования служит, по представлениям Б.Н. Пискунова и В.И. Федорченко, критический парагенезис минералов и включений, в частности, с гранитом. Отсутствие последнего в продуктах вулканизма островных дуг и свидетельствует о глубине магмаобразования под ними [36].

Под районами ареального базальтового вулканизма, проявленного на Камчатке в позднечетвертичное и современное время, по мнению А.А. Вежеевской, отсутствуют близповерхностные периферические очаги, о чем свидетельствуют недифференцированность и слабая раскристаллизация базальтов этого типа по сравнению с базальтами центральных вулканов (наличие субафировых разностей). Генетически ареальный базальтовый вулканизм сходен с трапвым вулканизмом платформ и отличается лишь меньшими масштабами развития [36].

При некоторых условиях, как полагают М.И. Зубин и другие вулканологи, в районах ареального вулканизма, для которого характерны дайкообразные подводные каналы, могут формироваться силлообразные внедрения магмы, превращающиеся со временем в периферические очаги. Это может создать условия для существования долгоживущих

вулканов центрального типа, у которых питающими системами являются дайки и периферические очаги. В последующем возникают кальдеры, материал в которые поступает только из периферических очагов [36].

Первичные "магмагенерирующие" очаги определяют типы вулканизма и вторичных — периферических — очагов ("магмаотстойников"), которые располагаются в верхней части коры на глубинах от 2 до 10 км, питая отдельные вулканы (например, Авачинская Сопка) или их группы (Ключевская). Первичные и вторичные очаги соединены магматической колонкой. Периферические очаги для Северного прорыва Большого трещинного Толбачинского извержения (1975–1976 гг.) размещались на глубине 2–3 и 7–8 км. Г.Б. Григорян и другие исследователи на основании данных ультразвукового сейсмического моделирования определили, что размеры первого из них по длинной субмеридиональной оси более 5 км, а по короткой субширотной — 2,4–3,2 км [36].

В периферических очагах происходило, как предполагают С.А. Федотов и другие исследователи, смещение магм. Так, на Большом Толбачинском вулкане из небольших глубин извергались высокомагнезиальные умеренно щелочные базальты типа толентов (Северный прорыв), проявленные локально в связи с тектоническими зонами субширотного простирания. С меньших глубин поступала жидкая базальтовая лава глиноземисто-базальтового состава (Южный прорыв). Такого типа продукты ареального вулканизма распространены, по А.А. Вежеевской, повсеместно вдоль зон общекамчатского, северо-восточного направления. На Большом Толбачинском вулкане эти первичные магматические очаги действовали автономно, но в периферическом очаге магмы смешивались, давая базальты промежуточного состава. Разница входной температуры магмы и температуры на поверхности очага, по данным А.С. Федотова [36], составляет 100–200 °С; этого достаточно для того, чтобы вызвать конвекцию, необходимую для перемешивания магм.

Механизм подъема колонн базальтовой магмы из верхней мантии через литосферу представляет собой сложный процесс, включающий всплывание, сопровождаемое проплавлением и конвективным массопереносом в тектонически ослабленные зоны. Взаимодействие первичных магм с веществом земной коры в промежуточных очагах приводит к выплавлению кремнекислых магм, активизации летучих компонентов и экстракции металлов — меди, цинка, свинца — из магмы и вещества земной коры, вовлечению их в процесс рудообразования. Над периферическими очагами возникают вулканогенно-рудные центры (в понимании М.М. Василевского). С.А. Федотов отмечает, что расстояния между крупными вулканическими центрами Камчатки составляют примерно 29 км. А.Н. Барышев считает, что в колчеданосных провинциях расстояния между вулканогенно-рудными узлами (центрами) примерно равны 30 км ("колчеданный шаг").

Поздние гранитоидные фазы в вулканических районах, по данным В.С. Шеймовича и А.В. Колоскова, обязаны своим происхождением конечным стадиям формирования коровых периферических андезитобазальтовых очагов, когда их питание за счет глубинных (мантийных)

зона магмагенерации прерывается и магматическая связь с ними осуществляется лишь флюидизацией. На этом этапе периферический очаг развивается как самостоятельное тело, причем флюидный процесс поддерживает и продлевает в той или иной мере деятельность магматического очага, который может увеличиваться в объеме за счет как флюидизации, так и ассимиляции [36]. Явления кальдерообразования, характерные для поздних этапов становления магматических комплексов в вулканических районах, состав игнимбритов, особенно свойства их включений — скиалитов — подтверждают, по мнению В.С. Шеймовича, высказанное предположение. Об этом же свидетельствует и близость петрохимических свойств пород ранних и поздних фаз эволюции магматических комплексов. Судя по тому, что в результате формируются более кислые и щелочные породы, чем вулканиты ранних фаз, в составе магматического флюида присутствуют вода, окиси кремния и щелочных металлов. Таким образом, в образовании кислых магм участвовали мантийные и коровые процессы.

Вопросы эволюции вулканоструктур, которые имеют важное теоретическое и практическое значение, следует рассмотреть на примерах различных типов рудоносных вулканогенных структур, развивающихся в областях современной и молодой вулканической деятельности (п-ов Камчатка, Курильские острова).

Кайнозойский вулканический пояс Камчатки, представляющий собой крупную металлогеническую зону, состоит из серии вулканотектонических структур. Их становление осуществляется на гетерогенном складчатом основании; сложены они базальт-андезит-риолитовой формацией. Вулканотектонические структуры, по данным С.Е. Апрелькова и Ю.М. Пузанкова, формируются в два этапа: в первый происходит образование депрессии, сопровождающееся накоплением изверженных продуктов и ростом вулканических построек, во второй — постепенное затухание эффузивной деятельности на фоне неравномерного воздымания структуры, разрушения вулканических построек и эрозии их корневых частей [4].

В результате такого развития отдельные вулканоструктуры, находящиеся на различных стадиях зрелости и деградации, характеризуются определенной вертикальной и концентрической рудной зональностью. Во внешней части вулканических сооружений возникают импрегнационно-метасоматические серные залежи, проявлено ртутное и мышьяково-ртутное оруденение. В пределах сольфатарных полей отлагались киноварь, метациннабарит, самородная сера, дисульфиды железа. В основании вулканов на уровне экструзивной фации и ранних вулканитов локализуется разнообразная малосульфидная минерализация, иногда в сочетании с ртутными и сурьмяно-ртутными рудами. Глубинные части вулканотектонических структур (гиповулканическая фация) представляют собой зоны проявления полиметаллического, редкометального, медно-молибденового и других типов оруденения.

В основании структуры (на уровне кристаллического фундамента) формируются локальные очаги плавления и гидротермального метамор-

физма, осуществляется мобилизация ряда металлов, например олова из вмещающих пород, и ремобилизация других элементов — меди, молибдена, свинца, цинка и т.д. — из более ранних вкрапленных руд и околорудных ореолов [4].

Образование руд — непрерывно-прерывистый процесс, проявляющийся в течение всего времени активного развития вулкано-тектонической структуры. Вертикальная зональность оруденения в общих чертах соответствует ряду подвижности (летучести) элементов и их соединений. Концентрация рудных компонентов зависит от длительности становления вулкано-тектонических структур и интенсивности рудообразования. Для конкретных структур существуют наиболее благоприятные периоды, когда накапливаются основные массы руд. Однако эти периоды не одновременны для вулканического пояса в целом и не совпадают с общей хронологической периодизацией геологических событий [4].

В областях молодой вулканической деятельности, в частности на Камчатке, выделяются два типа кальдер — простые и сложные, — история развития которых описывается В.С. Шеймовичем. К первому типу относится Паужетская депрессия, ко второму — Анавайская вулканотектоническая структура (резургентная — возрожденная — кальдера). Обе депрессии связаны с дочетвертичным (неогеновым) вулканизмом, но история их развития различна, в связи с чем они отличаются по строению и рудоносности.

Паужетская депрессия, находящаяся на юге Камчатки, образована на месте одноименного андезито-базальтового стратовулкана. Кальдера, имеющая овальную форму (25 x 16 км), фиксируется локальным гравиметрическим минимумом, тогда как четвертичные вулканы (Кошелевский, Камдальский) характеризуются положительными аномалиями силы тяжести. В конце плиоцена Паужетская структура представляла собой депрессию с цилиндрическими стенками глубиной 700—900 м. Формирование ее было связано с мощными извержениями игнимбритов, которые по данным бурения залегают на глубине 1 км. Такое же строение свойственно четвертичным кальдерам Японии и Северной Америки. В Паужетской депрессии не отмечено следов послекальдерного магматизма конца плиоцена или раннего плейстоцена. Послечальдерный активный вулканизм возобновился с конца плейстоцена и выразился в образовании дацитовых экструзий и экструзивного купола (от андезитового до риолитового состава), риолитовых потоков и экструзий. С этими вулканическими проявлениями внутрикальдерных магматических процессов связывают современную Паужетскую гидротермальную систему. Такую позднюю активизацию данной кальдеры объясняют наложением на площади Южной Камчатки четвертичного Восточно-Камчатского пояса на Центрально-Камчатский.

Первый (позднеогеновый) этап формирования Паужетской депрессии не сопровождался внутрикальдерным магматизмом. Второй этап, характеризовавшийся его развитием, был значительно оторван во времени от первого и фиксируется современными термальными проявлениями.

Более длительным было становление сложной Анавгайской кальдеры позднеэоценового возраста, расположенной на Центральной Камчатке. По данным В.С. Шеймовича, она представляет собой кольцевую структуру (диаметр около 30 км), прошедшую сначала стадию обрушения, а затем претерпевшую в связи с подъемом магматического материала среднего и кислого состава положительную инверсию центральной части. Здесь во второй половине плиоцена в результате мощного площадного извержения кислых вулканитов образовалась крупная вулканотектоническая депрессия, наложенная на систему андезитово-базальтовых стратовулканов.

В последующем происходило ее превращение (благодаря поднятию магматических масс) в положительную структуру. Для последней характерно широкое распространение кислых вулканитов в верхах толщи и ассоциирующих с ними локальных субвулканических тел и экструзивов, ограничение кольцевыми и дуговыми разломами, мозаично-блоковое строение ("битая тарелка"). Тектонические блоки и расположенные между ними узкие зоны дислоцированных вулканогенно-осадочных отложений находятся во внутреннем поднятии кальдеры; за его пределами стратифицированные осадки залегают горизонтально.

Внутри кальдеры и по ее обрамлению проявился главным образом экструзивный вулканизм, сопровождавшийся непрерывной гидротермальной деятельностью, которая обуславливает площадное развитие пропилитов и вторичных кварцитов. Ртутное оруденение приурочено как к кольцевому ограничению кальдеры (рудопоявления Апапель, Агликач, Крапивная), так и к ее центральной части, где оно тяготеет, как, например, месторождение Чемпура, к эродированному вулканическому аппарату. Современная деятельность магматического очага фиксируется термальными источниками (Апапельский, Быстринский и др.), размещающимися по кольцевому ограничению структуры. Современный ее аналог — термальная система кальдеры Узон—Гейзерная. Четвертичным аналогом Анавгайской структуры можно считать, вероятно, кальдеру Вэллис. Такие кальдеры называются резургентными. Именно с ними связаны наиболее интенсивные проявления рудоносной гидротермальной деятельности в вулканических областях. Сложные кальдеры, в том числе резургентные, следует относить к вулканогенно-рудным центрам [29].

Эволюция и глубинное строение рудоносных вулканогенных структур в области современной вулканической деятельности подробно рассмотрены Ю.П. Масуренковым и Л.А. Комковой на примере Налачевской купольно-кольцевой структуры, расположенной на юго-востоке Камчатки (рис. 36). Эта структура представляет собой часть современного вулканического пояса, приуроченного к зоне сопряжения континента и океана; она находится на пересечении продольных и поперечных глубинных разломов [22].

На месте Налачевской структуры в донеогеновый этап существовала межостровная овальная котловина индонезийского типа (рис. 37, 1). После складчатости, орогенеза и пенепленизации начинается формирование описываемой структуры. На первом этапе произошла инверсия вертикаль-

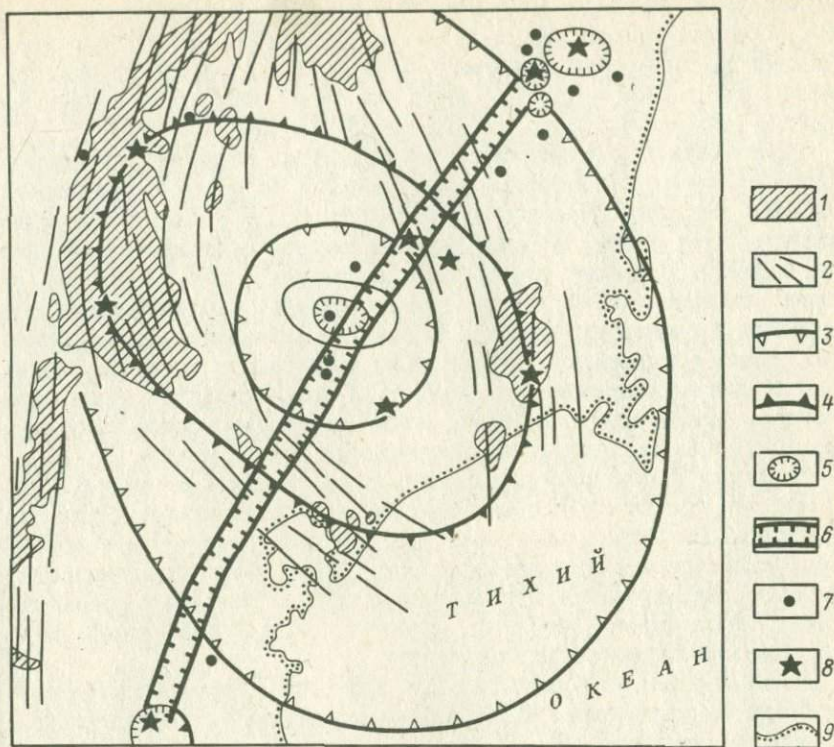
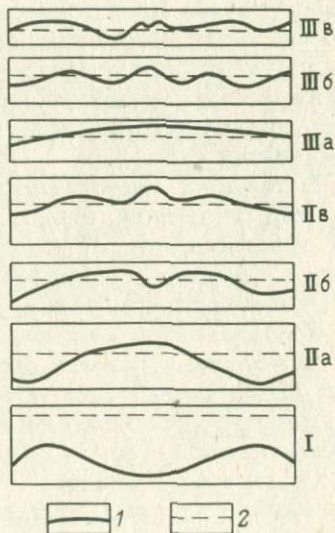


Рис. 36. Положение Налачевской купольно-кольцевой структуры (по Ю.П. Масуренкову и Л.А. Комковой).

1 — выходы пород нижнего структурного яруса (верхний мел — палеоген); 2 — простираение складчатых структур нижнего яруса; контуры кольцевой структуры: 3 — по прогибам поверхности мелового фундамента, 4 — по выступам и поднятиям поверхности мелового фундамента; 5 — среднеплейстоцен-голоценовые кальдеры; 6 — термальный рифт; вулканы: 7 — потухшие четвертичные, 8 — действующие; 9 — береговая линия

Рис. 37. Динамика вертикальных движений в Налачевской купольно-кольцевой структуре (по Ю.П. Масуренкову и Л.А. Комковой): вероятное положение фундамента мел-палеогеновых отложений: I — к концу осадконакопления; IIa—IIв в олигоцен-плиоцене, IIIa—IIIв — в плиоцен четвертичное время.

1 — поверхность фундамента; 2 — уровень океана



ных движений, благодаря которой образовался овальный купол с прогибами на периферии (см. рис. 37, Па). Дальнейшая эволюция заключалась в усложнении внутреннего строения структуры, что выразилось в последовательном вложении друг в друга все более мелких изометричных структур — поднятий и депрессий (см. рис. 37, Пб, Па, Пб и Пв).

В Налачевской вулcano-кольцевой структуре отчетливо проявились телескопирование осложняющих ее структур и центростремительная тенденция развития. Последовательное куполо- и мульдообразование свидетельствует о том, что одна форма стремится компенсировать другую: на своде возникает депрессия, в депрессии купол и, наконец, на куполе кальдера. Таким образом, положительные и отрицательные вертикальные (точнее радиальные) движения взаимосвязаны, они характеризовались ускорением и замедлением, обращением их знака, амплитуда их последовательно сокращалась. Гипсометрическое положение изменялось направленно: оно было низким для первого этапа, средним — для второго и начала третьего и высоким — для конца третьего.

Эволюция Налачевской структуры, происходившая в течение более 100 млн. лет, соответствует известной этапности и длительности развития геосинклинальной системы в целом. Однако в ней отмечается и ритмичность, отражающая концентрическую зональность и центростремительную тенденцию формирования купольно-кольцевой структуры с последовательным уменьшением площади, вовлекаемой в последующий ритм, и сокращением длительности этих ритмов.

По мнению Ю.П. Масуренкова и Л.А. Комковой, размерами кольцевой структуры (в поперечнике до 200 км) определяется и глубина возмущения, которая достигает 150—200 км, т.е. глубинных слоев Земли — верхней мантии. Последняя характеризуется неоднородно-слоистой структурой с плотностными инверсиями. Благодаря этому в основании Налачевской структуры в глубинных слоях Земли находился, вероятно, всплывающий диапир (астенолит). На поверхности наблюдается концентрическая перемежаемость относительно приподнятых и опущенных участков. Эта изометрично-концентрическая зональность купольно-кольцевой структуры сочетается с региональной линейностью, связанной с тектоническими зонами [22].

В развитии магматизма также фиксируется центростремительное смещение активности, которое происходит на фоне региональной линейной неоднородности. Наиболее ранние магматические образования — (мел — палеоген) сосредоточены на периферии структуры. Миоценовый магматизм проявился на всей ее площади, но наибольшая концентрация его отмечалась вблизи центра. В плиоцен-четвертичное время максимальной активности вулканизм достиг в центре купольно-кольцевой структуры. Разные комплексы вулcano-плутонических ассоциаций закономерно сменяют друг друга: вулканические приурочены главным образом к периодам поднятий и их стабилизации, а близповерхностные (субвулканические, гиповулканические) комплексы формируются во время возникновения сводовых депрессий, которые компенсируют поднятия.

Максимум гидротермальной деятельности соответствует наибольшей

плотности эндогенного потока вещества и энергии, движущихся из глубоких горизонтов (верхней мантии). Это сопряжено с подъемом зоны магмообразования в верхние горизонты Земли и формированием здесь гиабиссальных гиповулканических и субвулканических интрузий. С ними парагенетически связаны гидротермальные процессы, для широкого развития которых наиболее благоприятны эти приповерхностные магматические комплексы и отрицательные вулcano-тектонические формы над ними. Важное значение для рудоотложения имеют замкнутые бассейны подземных вод, представляющие собой ловушки эндогенной энергии и вещества. Существование этих геохимических барьеров обусловлено структурными предпосылками — наличием отрицательных структур (мульды, грабены, кальдеры) на сводах куполов.

Основная форма проявления гидротермально-метасоматического процесса в купольно-кольцевых структурах — объемно-метасоматическое преобразование пород благодаря фильтрации поверхностных вод, насыщенных флюидами. В связи с этим в ранний этап становления этих структур развиваются кремнистые и зеленокаменного типа метасоматиты, в средний — пропилиты, а в заключительный — аргиллизиты и вторичные кварциты.

При формировании купольно-кольцевой структуры происходит погружение уровня интенсивности рудообразования [22]. В нижнем ярусе (ранний этап), который соответствовал геосинклинальному осадконакоплению и образованию островных дуг (мел — палеоген), в подводных условиях накапливалась мощная кремнистая формация, вмещающая вулканогенно-осадочные руды железа и марганца. В среднем ярусе (этапе) зона наиболее продуктивного рудоотложения смещалась на глубину нескольких сотен метров — к кровле приповерхностных интрузий (субвулканических, гиповулканических). В настоящее время она расположена, вероятно, на глубине 1—2 км, так как более верхние горизонты находятся в зоне поверхностных физико-химических условий.

Таким образом, купольно-кольцевые структуры (сквозные, очаговые, вулканогенно-рудные центры и др.) являются элементарными структурами, о чем свидетельствует их достаточная автономность при тесной связи с общим планом региона. Они широко распространены в вулканических поясах и играют большую роль в структурной и вещественной эволюции этих подвижных зон. Купольно-кольцевые структуры группируются в цепочечные ассоциации высокого порядка и входят в состав неоднородных вулканических поясов, располагаясь вдоль их осевых зон — островных дуг. В центре купольно-кольцевой структуры — в ее своде — размещается группа вулканов геоморфологически выраженных в виде изолированного острова.

Другим примером эволюции купольно-кольцевой структуры на Камчатке может служить, согласно данным Ю.П. Масуренкова и других исследователей, а также Л.И. Базановой, развитие Карымской вулcano-тектонической структуры. Эта структура сформировалась в течение плиоцен-голоценового времени в четыре этапа (ритма) вулканизма, каждый из которых разделяется на две стадии (фазы) со свойственны-

ми им комплексами пород и вулкано-тектонических структур. В первую стадию образовывались обширные пирокластические и игнимбритовые покровы благодаря мощным эксплозивным извержениям, продукты которых накапливались в вулкано-тектонических депрессиях. Во вторую стадию формировались стратовулканы и щитовые вулканы [4].

В первый этап (плиоцен) возник пологий тектонический купол; во второй (ранний — средний плейстоцен) и третий (средний — середина позднего плейстоцена) этапы отмечаются новые импульсы куполо- и кальдерообразования, формируются стратовулканы. Четвертый этап (поздний плейстоцен — голоцен) развивается при значительном влиянии локальных факторов. Единый целостный процесс распадается на отдельные самостоятельные фрагменты. Купол приобретает характер раздробленного блока, в разных его частях вулканизм проявляется асинхронно. Однако указанная основная закономерность строения ритма сохраняется.

В целом вулкано-тектонический процесс в Карымской структуре, как и в Налачевской, эволюционирует направленно: происходит последовательное сокращение площадей эксплозивных кальдер, уменьшение длительности ритмов вулканизма и объема вулканитов в них, стягивание вулкано-тектонической активности к центру купола, его дробление и деградация. Так, на площади кальдерных депрессий на своде купола соответственно составляют (в км<sup>2</sup>): 1500, 800, 385, 75, что обусловило их последовательное телескопированное вложение друг в друга. Удельная мощность процесса, определяемая отношением объема игнимбритов к площади соответствующей им депрессии, сначала постепенно возрастает, а затем снижается. Эти данные, наряду с вырождением структурообразования (площади кальдер четвертого ритма вулканизма достигают минимальной критической величины), свидетельствуют о завершении вулкано-тектонического процесса в голоцене. Таким образом, в процессе игнимбритообразующих эксплозий пути контрастных базальтовых и липаритовых магм совмещаются в центре кольцевой вулкано-тектонической структуры. Составы игнимбритов, ассоциирующих с ними туфов, агломератов и включений, свидетельствуют о смещении контрастных расплавов [22].

В качестве еще одного примера эволюции вулканизма и связанной с ними гидротермальной системы может быть описана Мутновская купольно-кольцевая структура Южной Камчатки. Структурные элементы ее представлены вулканами (Мутновская Сопка, Горелая Сопка), зоной тектонического обрушения (Жирновская), вулкано-экструзиями (горы Двугорбая, Скалистая, Каменная) и гранитоидным массивом (Ахонтенским). В пределах структуры выделяются три этапа становления четвертичного кислого вулканизма: 1) эруптивный, знаменующий начало извержения кислых продуктов по границам блоков; 2) образования вулкано-экструзий андезитодацитов вдоль тех же разрывов; 3) площадных трещинных излияний дацитов, реже риолитов. При анализе трендов (четыре порядка) гипсцентров землетрясений И.Б. Симбаревым установ-

лено наличие на глубине 30—70 км асейсмичного объема непосредственно под Мутновской купольно-кольцевой структурой [4].

Гидротермальные системы Мутновского блока формировались на участках распространения тел гранитоидных или андезитодацитовых вулкано-экструзий. Гидротермальные процессы начали развиваться после начальной стадии эксплозивной деятельности дацитовых вулкано-экструзий и прекратились после трещинных излияний более основных "ранних" порций лав андезитов, андезитодацитов и дацитов. Эти процессы максимально проявлены после излияния указанных лав по кольцевым и дуговым трещинам кальдерного обрушения и локализованы в участках пересечения дуговых и линейных разломов. Излияния голоценовых базальтов, приуроченных к зонам максимального растяжения, не приводят к формированию заметных зон гидротермальных изменений.

Примером эволюции биклиальной вулканической структуры может служить в северной части Центрально-Камчатского вулканического пояса миоцен-раннечетвертичный палеовулкан (30—35 км в поперечнике), охарактеризованный Л.Л. Ляшенко. Он был заложен на терригенном ранне-среднемиоценовом основании, осложнен кальдерными просадками и паразитическими аппаратами более высокого порядка. Вулканыты, формирующие биклинали, характеризуются пологом залеганием (10—15°) и образуют в разрезе двояковышуклую линзу [4].

Заложение вулкана началось с трещинных излияний базальтовых лав. Затем после обособления стратовулкана накопилась мощная (1000 м) средняя толща преимущественно пирокластов (коэффициент эксплозивности 70) основного и среднего состава; сформировались андезитовые и дацитовые субвулканические тела. Гидротермальная деятельность на этом этапе выразилась в площадном развитии пропилитов и низкотемпературных вторичных кварцитов. Следующий этап завершился излиянием андезитовых и базальтовых лав (коэффициент эксплозивности 15), создавших толщу мощностью до 500 м. В этот этап происходило кальдерообразование и становление субвулканических тел андезитовых порфиритов и андезитодацитов, с которыми связана аргиллизация и высокотемпературный метаморфизм вторичных кварцитов предыдущего этапа.

Зональное распределение продуктов вулканизма и гидротермальных растворов заключается в следующем.

1. Жерловая зона (центральная часть вулкана) сложена на 80—95 % эффузивами, переработанными во вторичные кварциты (с энаргит-люцитонитовым оруденением) и прорванными многочисленными интрузиями, в экзоконтактах которых находится медно-порфировое оруденение.

2. Промежуточная зона, занимающая подножие вулкана, является областью фациального перехода эффузивов в пирокластические и туфогенно-осадочные породы, резко преобладающие в разрезе. Гидротермальная деятельность проявилась вдоль радиальных разломов в виде низкотемпературных вторичных кварцитов, содержащих промышленные серные руды метасоматического генезиса, которые образовались в результате гидротермально-сульфаторных процессов в спокойной тектонической

обстановке в условиях обводненности отложений подножия вулканов.

3. Внешняя зона совпадает с периферией вулканической постройки, где развиты кольцевые разломы, по которым происходили кальдерные опускания и становление субвулканических тел. Гидротермальные процессы выражены площадной аргиллизацией и возникновением вдоль разломов зон монокварцитов и опалолитов. В экзоконтактах субвулканических тел среднего состава, завершивших формирование вулканической структуры, локализовано медно-порфировое оруденение.

Приведем некоторые выводы, вытекающие из рассмотрения глубинного строения, эволюции и рудоносности различных типов вулканогенных структур (вулкано-купольных, вулкано-депрессийных, вулкано-биклиальных), развитых в областях современной и молодой вулканической деятельности.

Вулкано-структуры, к которым бывают приурочены вулканогенно-рудные центры, представляют собой длительно формирующиеся участки прерывистых вулканических зон, сложенных последовательно дифференцированными или контрастными формациями [29]. Такие структуры связаны по геофизическим данным с вторичными периферическими очагами, которые расположены в верхней части земной коры на глубине от 2 до 10 км. Эти очаги соединяются магматическими колоннами с первичными "магмагенерирующими" очагами — астенолитами (всплывающие диапиры). Эти выплавки вещества мантии, которые находятся в зоне разуплотнения, размещаются на глубине 20—30 км и более.

Для некоторых вулканогенных структур, например депрессий, характерно сравнительно кратковременное развитие. Оно заключается в одноэтапном формировании депрессии, выполненной продуктами базальт-андезит-липаритовой формации, последующем воздымании и разрушении ее. Зональность оруденения выражена в следующем: низкотемпературные приповерхностные проявления ртути, мышьяка и серы отлагались в центральных частях депрессии (сальфатарные поля) и метасоматически замещали породы ее краевых частей; более высокотемпературные гиповулканические проявления (полиметаллические, медно-молибденовые и редкометалльные) фиксируются на некоторой глубине. Длительно формируются резургентные (возрожденные) кальдеры типа Вэллис, как, например, Авангайская. После стадии обрушения и выполнения их кислыми вулканитами наступала стадия перестройки таких кальдер, сопровождавшаяся внутренним поднятием и становлением субвулканических тел и экструзий кислого состава, мозаично-блоковой структуры. С вулканизмом второй стадии связано ртутное оруденение — рудопоявления в прикальдерной зоне и месторождения в центральной части кальдеры. Резургентные кальдеры наиболее перспективны в отношении рудоносности и представляют собой вулканогенно-рудные центры.

Еще более сложную и длительную эволюцию претерпевали купольно-кольцевые структуры. Их становление происходит в три-четыре этапа, состоящих иногда из двух стадий. На ранних стадиях осуществлялось кальдерообразование, сопровождавшееся мощными извержениями пирокластики и игнимбритов, на поздних — формирование внутрикальдерных

стратовулканов. Для таких купольно-кольцевых структур характерно направленное центростремительное развитие: сокращение площадей депрессий или эксплозивных кальдер, уменьшение длительности ритмов вулканизма и объемов вулканитов в них, стягивание вулcano-тектонической активности к центру купола (телескопирование). Центростремительная тенденция проявлена в формировании как структуры, так магматизма и оруденения.

#### ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ КОЛЧЕДАНОНОСНЫХ ВУЛКАНОГЕННЫХ СТРУКТУР В ОБЛАСТЯХ РАННЕГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ВУЛКАНИЗМА

Рудоносные вулканогенные структуры, как свидетельствуют исследования многих геологов в областях современного и древнего вулканизма (Камчатка, Северо-Восток СССР, Алтай, Урал, Кавказ, Скандинавия, Пиренеи, Балканы, Япония и др.), характеризуются длительным и сложным развитием так же, как и связанное с ними рудообразование [14, 39; 43]. Это еще раз убедительно подтверждает развиваемую В.И. Смирновым концепцию о полихронном и полигенном происхождении серии месторождений, в том числе колчеданной группы [34]. В этом разделе будет рассмотрена эволюция колчеданосных вулканогенных структур главным образом Южно-Уральской и Рудно-Алтайской палеовулканических провинций, а также некоторых других регионов.

#### Медноколчеданная провинция Южного Урала

В настоящее время история развития колчеданосных структур Южного Урала на основании данных исследований многих геологов, прежде всего М.Б. Бородаевской, С.Н. Иванова, А.И. Кривцова, В.А. Прокина, И.Б. Севракина, П.Ф. Сопко, В.С. Шарфмана, представляется в таком виде.

Магнитогорская эвгеосинклиналь на Южном Урале была заложена на коре океанического типа, превратившейся в дальнейшем в кору переходного и местами даже континентального типов, которая наращивалась, но, несмотря на это, в настоящее время является сокращенной: общая мощность ее 44–47 км, мощность базальтового слоя 25–35 км.

Западно-Магнитогорский колчеданосный пояс, как установлено при гравиметрическом и сейсмическом изучении, находится на склоне глубинного поднятия поверхности Конрада, к прогибам которой приурочены колчеданосные зоны. При приближении базальтового слоя к поверхности земли (на глубине 1–4 км) вулканические зоны, сложенные базальтами или андезитобазальтами, слабопродуктивны: в них наблюдаются лишь серноколчеданные рудопроявления. Вместе с тем В.П. Клеминым выделяются области более глубоких локальных прогибов — Бурибайского, Подольского, Сибайско-Гайского, Западно- и Восточно-Баймакского. К ним приурочена подавляющая масса промышленных запасов меди и цинка в колчеданных месторождениях.

Отмечается зональное распределение медноколчеданных и медноцинковоколчеданных месторождений и рудопроявлений в зависимости

от погружения поверхности Конрада в этих локальных прогибах. Например, для Бурибайского прогиба (4–5 км) характерны медноколчеданные месторождения ( $Cu : Zn = 2 : 1$ ), для Подольского и Сибайско-Гайского прогибов (6–10 км) — медно-цинковоколчеданные (отношения  $Cu$  к  $Zn$  на Сибайском и Подольском месторождениях 1 : 1, на Гайском 1 : 2).

При волнистой поверхности базальтового слоя (Конрада), расположенной на глубине 5–12 км, максимальная доля запасов меди отмечается в месторождениях, тяготеющих к блокам, где расстояние до поверхности базальтового слоя минимально и, наоборот, доля запасов цинка увеличивается там, где месторождения размещаются на максимальном удалении от этой поверхности.

На фоне указанных глубинных прогибов, как установлено Н.И. Халевиным и А.М. Виноградовым, колчеданоносные поля, например Сибайское и Гайское, приурочены к куполовидным поднятиям опорного отражающего горизонта. Так, под Гайским рудным полем горизонтальный размер подобного поднятия 10–20 км, амплитуда его 6–7 км, наибольшая глубина от дневной поверхности 5 км. О том, что представляет собой это поднятие, авторы высказывают несколько предположений: 1) оно соответствует поверхностям либо купола промежуточного вулканического очага, либо наиболее древнего палеовулкана, перекрытого более поздними образованиями; 2) это может быть кровля "гранито-гнейсового слоя"; 3) не исключено, что фиксируется зона трещиноватости, по которым циркулировали гидротермальные растворы. Учитывая, однако, наличие периферических магматических очагов примерно на таких же расстояниях, под современными вулканами, например на Камчатке, автор считает, что это корневая зона Гайского палеовулкана.

Вулкано-структуры колчеданоносных полей и месторождений, формировавшиеся главным образом в островодужную стадию, покоятся на более древних и обычно крупных вулканогенных структурах, развивавшихся в океаническую стадию. Начальная стадия эвгеосинклиналей характеризуется проявлением мощных базальтовых и кремнисто-базальтовых формаций, выполняющих вулканические трогги, слагающих трещинные и щитовые вулканы гавайского и исландского типов. Такие вулканические постройки возникали в условиях быстрого продвижения первичных базальтовых лав толеитового состава из областей генерации в мантийных очагах к поверхности. Происходило это, по данным В.С. Шарфмана и Р.И. Костиной, в геотектонической обстановке растяжения, что не способствовало дифференциации магмы, накоплению летучих и полезных компонентов.

В завершающий этап развития щитовых вулканов, когда формировались вершинные и периферические кальдерообразные депрессии, монотонность подачи магматических масс к поверхности нарушалась незначительными задержками в корневых системах. В этот этап возникали промежуточные магматические очаги, которые действовали пульсационно, что способствовало дифференциации магмы, накоплению флюидов и полезных компонентов. Так образовались контрастные базальт-липа-

ритовые формации, кислые члены которых слагают небольшие гнездовые вулканы, экструзивные купола и субвулканические тела. Таким образом, обстановки растяжения в поздние фазы вулканизма сменялась пульсирующей геодинамической обстановкой сжатия—растяжения [4].

Эволюция вулканизма в период становления стратовулканов, куполовидных вулканов и биклиальных структур, сложенных непрерывными базальт-андезит-липаритовыми формациями, отражала действие магматических очагов разных уровней, на которых происходила задержка и дифференциация магмы. Вместе с тем шло разветвление корневых систем, их перемещение и остановки уже в коре континентального типа; в связи с этим возросли объемы кислых вулканитов, слагавших вулканотектонические поднятия [4].

История формирования медноколчеданных месторождений на Урале, как и в других регионах, а также вулканогенных структур, к которым они приурочены, по данным М.Б. Бородаевской, А.И. Кривцова и других, — длительный и сложный процесс. Рудоотложение было неоднократным, происходило в несколько стадий, разделенных вулканическими извержениями и деформациями первичных вулканоструктур, протекавшими в период образования продуктивных формаций — непрерывных или контрастных. Были проявлены также, особенно в мобильных зонах Среднего Урала, более поздние деформации рудоносных структур и рудных залежей, измененных также под воздействием регионального или контактового метаморфизма [2, 7 и др.].

П.Ф. Сопко с соавторами, рассматривая типовую модель эволюции раннегеосинклинальных вулканоструктур колчеданного рудообразования в поясах фемического типа, подчеркивают ряд специфических обстоятельств корреляции такой эволюции со стадиями рудообразования. Эволюция вулканизма на ранних этапах осуществлялась в обстановке растяжения, в связи с чем возникали начальные прогибы (вулканические трюги). Они выполнялись глубоководными осадками и базальтами трещинных излияний. Поздние этапы характеризовались обстановкой прогрессирующего сжатия, которая проявлялась в резком и частом чередовании во времени и в пространстве условий растяжения — сжатия. В эти этапы формировались контрастные пары таких региональных структур, как вулканические гряды — желообразные депрессии. На площади первых последовательно образовывались следующие вулканоструктуры: 1) лавовые базальтовые и базальт-липаритовые плато; 2) щитовые вулканы и спилит-гиалокластические купола; 3) вулканы центрального типа дифференцированного состава, включая стратовулканы и кислые эффузивно-экструзивные купола; 4) кальдеры обрушения; 5) лавово-пирокластические плато среднего и кислого состава.

При переходе к обстановке сжатия осуществлялось массивированное отделение летучих веществ. Рудоносные порции гидротермальных растворов формировались на поздних стадиях вулканических циклов, и колчеданообразование происходило в вулканоструктурах центрального типа: в спилит-гиалокластитовых куполах, вулканокупольных сооружениях, кальдерах и кальдерообразных депрессиях [8, 28].

Указанные положения следует проиллюстрировать на примере наиболее типичных и лучше всего изученных в отношении эволюции вулканогенных структур рудных полей и месторождений.

Развитие кальдерообразных депрессий происходило в один, два и более вулканических этапов, в связи с чем выделяются простые (одноэтапные) и сложные (многоэтапные) депрессии. В структурах первого типа в пределах одного этапа может быть проявлена стадийность: известны депрессии начальной стадии — одностадийные — и зрелой стадии кальдерообразования — двустадийные.

Кальдерообразные депрессии начальной стадии характеризуются распространением в подошве стратовулканов кольцевых и полукольцевых (дуговых) разломов, вдоль которых иногда осуществлялись небольшие просадки в прикальдерной зоне. Эти разломы фиксируются экструзиями и поздними субвулканическими телами кислого состава. Дуговые и радиальные нарушения ограничивают секториальные блоки, которые претерпевали также незначительные вертикальные перемещения. На склонах таких слабдеформированных стратовулканов размещаются медноколчеданные месторождения, расположенные обычно в секториальных блоках и приуроченные к участкам пересечения полукольцевых и радиальных разломов. Примером такой структуры может служить Майский палеовулкан с одноименным рудным полем, описанным П.Ф. Сопко и И.Б. Серавкиным.

Кальдерообразные депрессии зрелой стадии развития также возникают на стратовулканах со значительными обрушениями, обычно в их центральной части. Такие депрессии бывают выполнены кислыми или пестрыми по составу вулканитами, главным образом вулканокластическими. Широко проявлены субвулканические и гиповулканические тела. Последние представляют собой апофизы застывшего на глубине периферического магматического очага, питавшего палеовулкан; он фиксируется геофизическими методами обычно на глубине нескольких километров.

К описываемому типу структур относится Маканская кальдерообразная депрессия, которая сформировалась в течение одного вулканического этапа, но в несколько стадий, сопровождавшихся колчеданообразованием. Здесь на склоне базальтового щитового вулкана (первый этап вулканизма) произошло становление андезитобазальтового стратовулкана (второй этап), который в свою очередь был осложнен в центральной части депрессией (третий этап). Последняя выполнена толщей вулканитов андезитового и дацит-риолитового состава непрерывной формации позднесилурийско-раннедевонского возраста.

Среди пород нижней пачки этой толщи или вблизи ее контакта с вулканитами нижней толщи находятся все залежи медно-цинковоколчеданного состава. Рудные линзы полиметаллического состава расположены на более высоком стратиграфическом уровне — среди кислых пород эффузивно-пирокластической пачки. Наиболее крупные рудные тела приурочены к крутым склонам депрессии, образуя полукольцо (рис. 38).

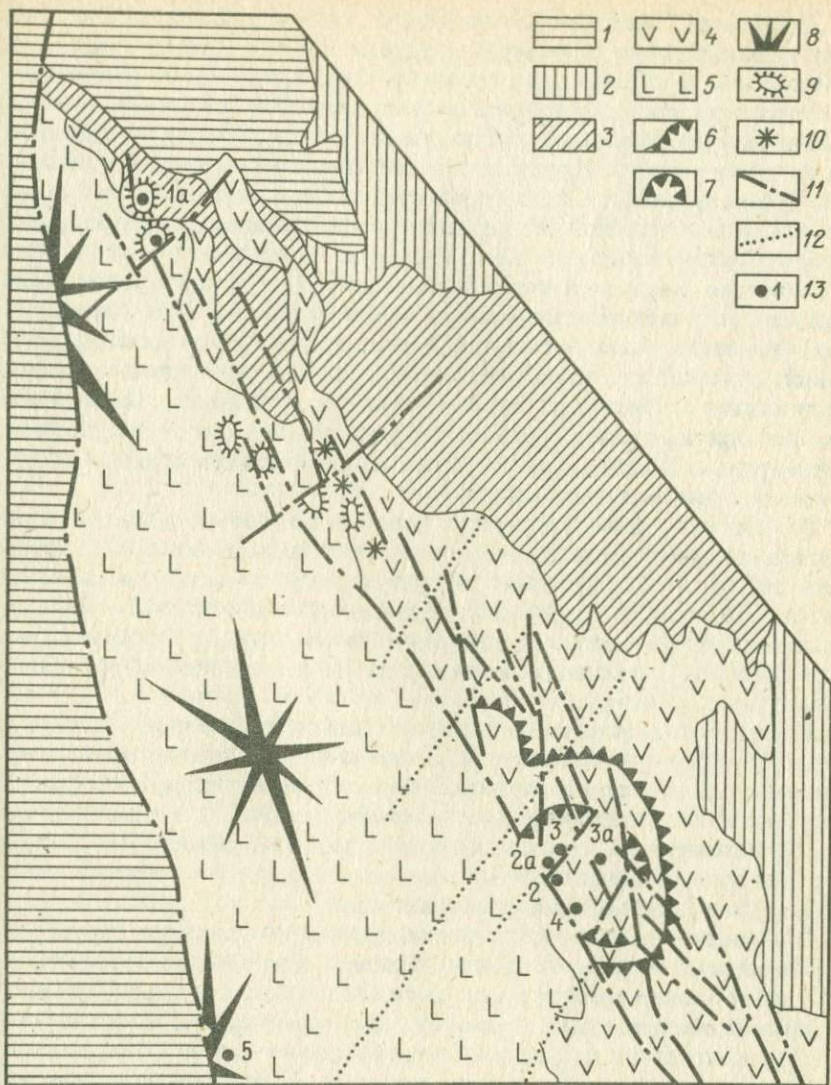


Рис. 38. Структурная позиция Маканского рудного поля (по И.Б. Серавкину). Свиты: 1 – зилайская ( $D_3 fm - C_1 t_1$ ), 2 – улугауская ( $D_2 gv$ ), 3 – ирендыкская ( $D_1 - D_2 e$ ); подформации непрерывной вулканической формации позднесилурско-раннедевонского возраста: 4 – базальт-андезит-дацит-риолитовая, 5 – базальт-риолитовая; 6 – Маканский андезит-базальтовый стратовулкан; 7 – Маканская вершинная кальдера; 8 – базальтовые щитовые вулканы; 9 – спилитовые лавовые и шлаковые купола; 10 – мелкие центры среднего и кислого вулканизма; разрывные нарушения установленные: 11 – по геологическим данным, 12 – по геофизическим данным; 13 – медноколчеданные месторождения Маканского рудного поля: 1, 1а – Юбилейное, 2, 2а – Маканское, 3, 3а – Октябрьское, 4 – Южно-Маканское, 5 – Бурибайское

Латеральная зональность заключается в возрастании роли **крутопадающих** элементов структуры и рудных тел (корневые зоны) при приближении к Маканскому разлому, ограничивающему депрессию на юго-западе, и соответственно в увеличении значения пологих стратифицированных элементов структуры и рудных залежей в направлении на северо-восток. Примерно так же выражена латеральная зональность фаций вулканитов: субвулканические тела и лавовые потоки сконцентрированы в западной части рудного поля, а вулканогенно-осадочные фации — в центральной.

Эволюция Маканской вершинной депрессии, к которой приурочено одноименное колчеданоносное поле, согласно данным И.Б. Серавкина и В.И. Макарова, была длительной. В первую стадию в депрессии, окруженной системой кольцевых разломов, в начале накопились вулканокластические отложения нижней части внутрикальдерного комплекса и в них стратиформные серноколчеданные залежи гидротермально-осадочных руд, в лежащем боку которых сформировались жильные гидротермальные тела (корневая зона).

Во вторую стадию произошло становление кислой магматической колонны, которая представлена в верхней части внутрикальдерного комплекса лавами и экструзиями липарит-дацитового состава, а на более глубоких горизонтах — ранними субвулканическими и гиповулканическими телами. В это время проявилась главная стадия рудообразования медно-цинкового состава, развивавшаяся на ранней пиритовой основе и в контактах субвулканических тел.

В третью стадию в связи с подвижками сколового типа в зоне Маканского разлома — магмо- и рудоподводящего в течение всех вулканических этапов и стадий — и внедрением субвулканических даек фиксируется наиболее поздняя стадия рудообразования — полиметаллическая. В последующем, при поствулканических деформациях Маканской вулcano-структуры, происходила регенерация рудного вещества в зонах наиболее длительно действовавших разломов.

Блявинская кальдерообразная депрессия — сложная структура, образовавшаяся в два вулканических этапа. Первоначально она представляла собой часть вулканического трога, выполненного мощной кремнисто-базальтовой формацией и ограниченного субмеридиональными разломами, к которым приурочены гипербазитовые пояса. Затем сформировался стратовулкан, на склоне которого возникли полукольцевые разломы, подновились субмеридиональные дизъюнктивы. По этой системе разломов начала формироваться кальдерообразная депрессия, в которой наиболее интенсивно опускалась прикальдерная зона. В отдельных секторах этой зоны, ограниченных радиальными разломами, локализовались гнездовые вулканы, вулканические купола и субвулканические тела андезитовых и дацитовых порфиритов. На этом завершилось накопление базальт-дацитовой формации силурийского этапа, в который возникли медноколчеданные и колчеданно-полиметаллические рудопроявления гидротермально-осадочного и гидротермально-метасоматического генезиса [5, 38].

В позднем силуре вновь образовались базальтовые стратовулканы, которые в раннем девоне претерпели стадию кальдерообразования. В центральной части Блявинской депрессии отлагались лавы и руды дацитового состава, сохранившие и в настоящее время первичное горизонтальное залегание. В подвижном прикальдерном секторе сформировался пояс экструзивных и субвулканических тел раннего девона, с которыми связаны медноколчеданные месторождения Блявинского рудного поля (Блявинское, Комсомольское и др.). На этом закончилось становление базальт-липаритовой формации позднесилурийского — раннедевонского этапа.

Рудное поле формировалось в области горизонтального растяжения при продольно-зональном укорочении [38]. Ранние стадии каждого вулканического этапа характеризовались действием вертикальных тектонических сил (рис. 39), в начале направленных сверху вниз, позднее знакопеременных. В ранние стадии происходили излияния лав, выбросы туфов и образование гидротермально-осадочных руд. В поздневулканические стадии действовали уже горизонтальные усилия: в начале вкрест главному направлению вулкано-тектонических зон, а затем — вдоль их оси. На этих стадиях осуществлялось становление поздних субвулканических тел, гидротермально-метасоматических руд, деформации первичных вулкано-структур.

Гайская кальдерообразная депрессия, к которой приурочено одноименное рудное поле, образовалась на месте крупной вулкано-купольной структуры. Депрессия, по данным М.Б. Бородаевской и других геологов, сложена породами эффузивной, экструзивной и пирокластической фаций, относящимися к базальт-андезит-дацит-липаритовой формации эйфельского возраста. Продольными синвулканическими разломами она расчленена на несколько ступенчато опущенных тектонических блоков — пластин (рис. 40). К осевому блоку тяготеют все рудные тела Гайского месторождения. Они соредоточены на трех уровнях. Рудные залежи двух нижних уровней вместе с вмещающими вулканитами кислого состава деформированы: в результате синвулканических просадок первично горизонтально залегавшие тела приобрели крутое падение к востоку. Рудное тело верхнего уровня, сформировавшееся позднее — на завершающей стадии продуктивного вулканизма, имеет комбинированную форму: в верхней части оно представлено пологой согласной залежью, а в нижней — крутой секущей (корневая зона).

Рудные залежи каждого уровня возникали при ведущей роли гидротермально-осадочного рудоотложения во впадинах палеорельефа, осложняющих крупную вулкано-тектоническую депрессию. На Гайском месторождении рудная зональность является сложной, так как она создана в несколько стадий рудообразования, разделенных фазами вулканизма и деформациями. Наряду с первичным рудоотложением, вблизи мобильных тектонических зон происходило переотложение рудного вещества, благодаря чему обогащались первичные рудные залежи, особенно Стержневая, размещающаяся на верхнем рудоносном уровне [2].

История эволюции биклиналиных вулкано-структур и связанного

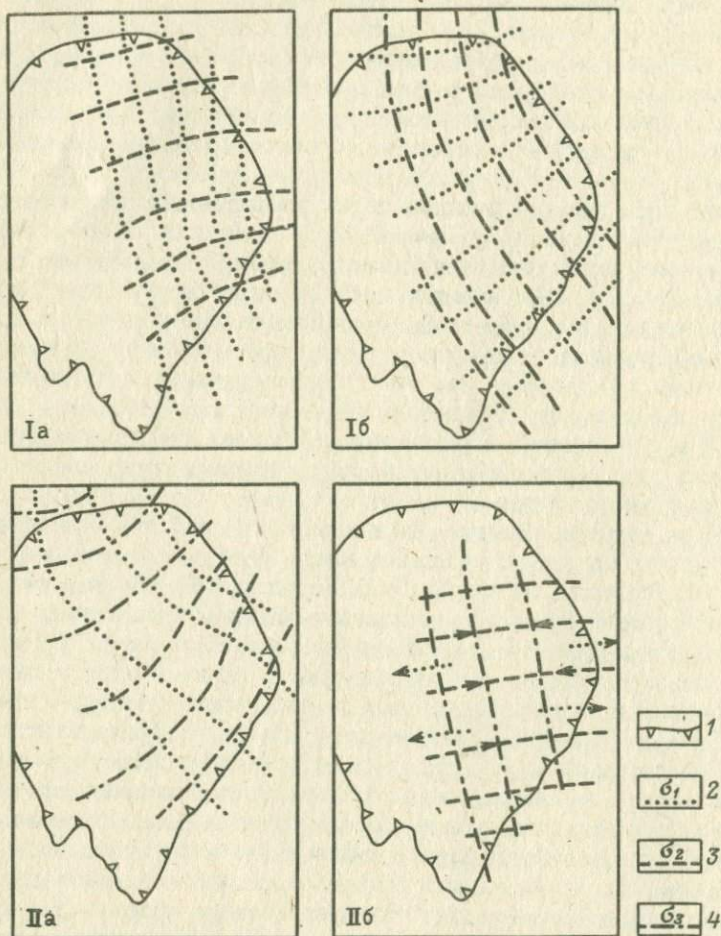


Рис. 39. Схемы полей напряжений для различных этапов формирования Блявинской депрессии (по В.И. Старостину):

I – силурийский синвулканический этап (Ia – ранневулканическая стадия – лландовери, венлок, ранний лудлов, Ib – поздневулканические стадии – поздний лудлов); II – нижнедевонский синвулканический этап, поздневулканическая стадия (подстадии: IIa – первая, IIб – вторая).

1 – современная граница Блявинской синклинали; оси главных нормальных напряжений: 2 – алгебраически максимальных, 3 – средних, 4 – минимальных

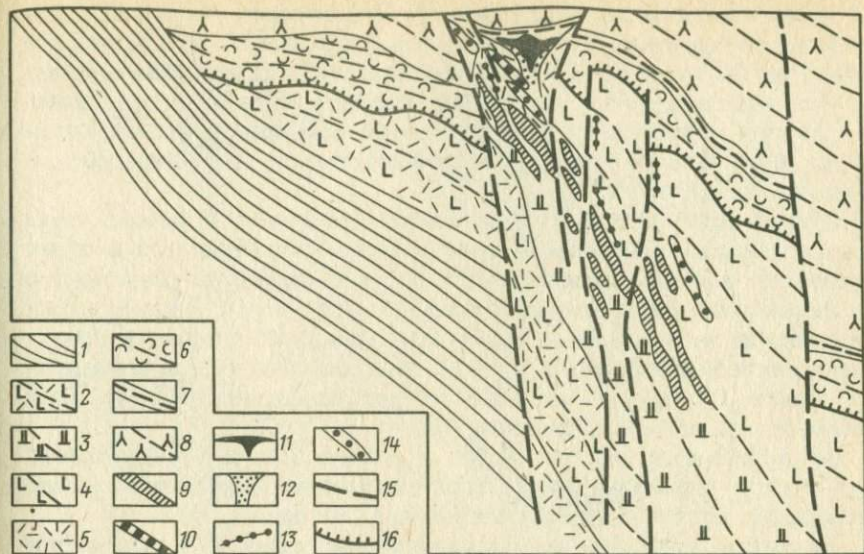


Рис. 40. Схематический разрез северной части Гайского месторождения (по М.Б. Бородаевской, В.С. Требухину и Ю.В. Никешину с использованием данных В.П. Симентина).

1 – туфо-генно-осадочные породы основания депрессии; 2 – пирокласты и лавы андезиодацитового горизонта; 3 – серицитизированные, окварцованные и пиритизированные породы риолитового горизонта; 4 – обвальные агломераты и пирокласты дацитового горизонта; 5 – минерализованные серицит-кварцевые метасоматиты; 6 – туфы и краснокаменные кварцевые порфиры риодацитового горизонта; 7 – туфо-песчаники, кремни с прослоями шлакотуфов базальтов переходного горизонта; 8 – лавы и туфы миндалекаменных пироксен-плаггиопорфировых базальтов; 9 – сплошные руды; 10 – серноколчеданные и бедные медноколчеданные (нижний уровень), 11 – медноколчеданные и медно-цинковоколчеданные с повышенными содержаниями меди и цинка (средний уровень), 12 – богатые медноколчеданные (включая борнитовые) и медно-цинковоколчеданные (верхний уровень); 13 – прожилково-вкрапленные руды; 14 – прожилки перетолженных сульфидов; 15 – горизонты туфов с обломками колчеданных руд; 16 – синвулканические долгоживущие разрывные нарушения; 16 – граница вулканического несогласия

с ними колчеданного оруденения раскрыта О.В. Мининой на примере Юбилейного месторождения. Оно расположено на склоне вулканогенного поднятия, сложенного базальтоидами, и приурочено к участку развития кислых вулканитов, которые находятся в верхней части разреза базальт-липаритовой формации силура–раннего девона. Месторождение характеризуется длительным формированием рудоконтролирующих структур (пять этапов) и рудообразованием, происходившим разновременно на четырех уровнях. Эволюция последнего проявляется в сокращении роли гидротермально-осадочного и осадочно-метасоматического рудоотложения и возрастании значения гидротермально-метасоматического оруденения от ранних этапов становления рудоконтролирующих структур – палеовулканических депрессий, благоприятных

для первых двух типов рудоотложения, к поздним — вулкано-бикли-нальным, образующимся по мере заполнения депрессии продуктами вулканизма. В пределах биклиналильных структур гидротермальные руд-ные тела контролируются синвулканическими разломами и трещинами.

Каждому из установленных этапов формирования рудоносных струк-тур на Юбилейном месторождении свойственны, по О.В. Мининой, оп-ределенные особенности.

Первый этап фиксируется излиянием базальтов и образованием мелких депрессий, выполненных вулканогенно-осадочными отложениями и залежами серноколчеданных руд. Затем эти структуры разрастаются или формируются приразломные впадины (рис. 41, I). Рудные залежи представлены гидротермально-осадочными и осадочно-метасоматическими медно-цинковоколчеданными рудами, замещавшими нелигифицирован-ные осадки. Со стороны их лежачего бока отмечаются секущие зоны прожилково-вкрапленной минерализации.

Во второй этап палеодепрессии и рудные тела деформировались, в депрессиях накапливалась андезито-базальтовая толща, происходило наращивание сингенетичных рудных залежей (см. рис. 41, II).

На третьем этапе продолжалось прогибание депрессий и становление медно-цинковых колчеданных залежей. Оно сопровождалось опусканием по сбросам и накоплением дацитово-й толщи. Это привело к переком-пенсации некоторых депрессий и превращению их в биклинали. Вдоль долгоживущих разломов, по которым были смещены ранние сингенетич-ные залежи, образовались крутые линзы гидротермальных руд, кото-рые совместно с ранними сформировали комбинированные рудные тела (см. рис. 41, III).

В четвертый этап осуществлялась дальнейшая деформация рудных тел, проявился дацитовый вулканизм второго ритма, что сопровожда-лось возникновением новых биклиналей (см. рис. 41, IV).

С пятым этапом связано образование субвулканических даек рио-дацитовых порфиров, линейных зон метасоматитов и линзовидных тел медноколчеданных руд, завершивших становление рудоносной базальт-липаритовой формации (см. рис. 41, V).

Полигенность и полихронность рудообразования вулкано-купольных структур продемонстрирована В.А. Прокиным и другими исследователя-ми на примере медноколчеданного месторождения, находящегося в Узельгинском рудном поле. Месторождение сложено контрастной фор-мацией среднего девона. Оно формировалось в три стадии. В первую синвулканическую стадию в условиях околожерловой депрессии наряду с туфогенно-осадочными отложениями накапливались гидротермально-осадочные колчеданные слабомедистые руды (рис. 42, I). В следующую стадию, когда ранняя рудная залежь была перекрыта туфами и лавами кислого состава, на месте депрессии сформировался купол, сложенный вулканитами экструзивной и субвулканической фаций. Крылья его были осложнены зонами дробления и расщепления, по которым произошло смещение и дробление сингенетичной рудной залежи (см. рис. 42, II). перекристаллизация и частично регенерация руд. В третью стадию гидро-

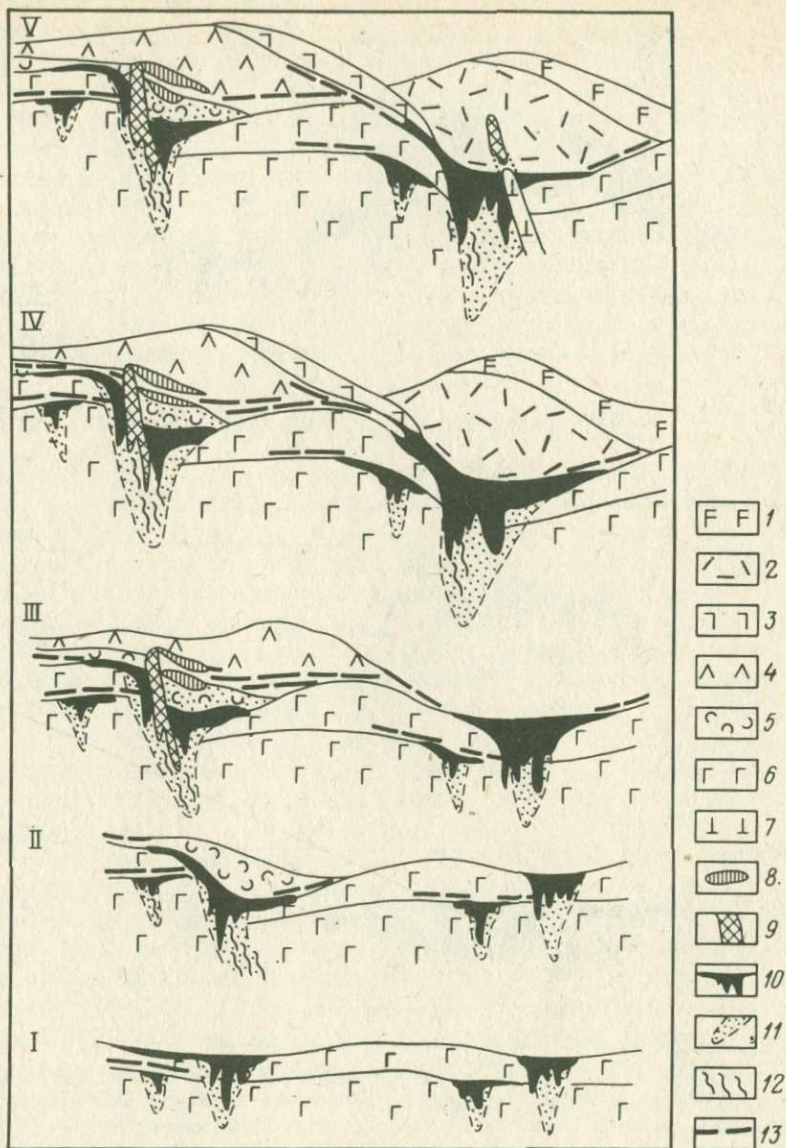


Рис. 41. История развития биклиальных вулcano-структур на месторождении Юбилейном на Южном Урале (по О.В. Мининой).

I-V - этапы формирования биклиальных вулcano-структур. Вулканиты контрастной формации силура - раннего девона: 1-6 - толщи (1 - верхняя базальтовая, 2 - верхняя дацитовая, 3 - средняя базальтовая, 4 - нижняя дацитовая, 5 - андезито-дацитовая, 6 - нижняя базальтовая), 7 - субвулканические риодацитовые порфиры; рудные тела: 8 - гидротермально-осадочные, 9 - гидротермально-метасоматические, 10 - комбинированные; 11 - серицитовые метасоматиты с прожилково-вкрапленной минерализацией; 12 - зоны расланцевания; 13 - пакки вулcano-осадочных отложений (вне масштаба)

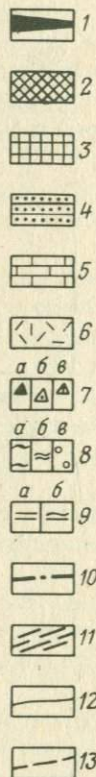
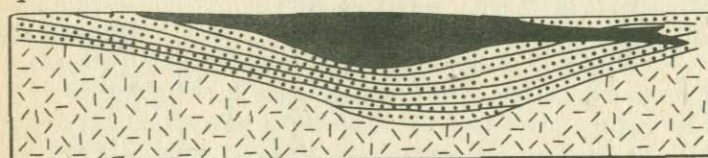
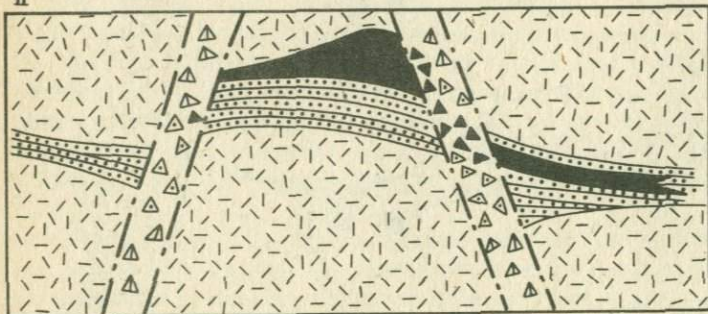
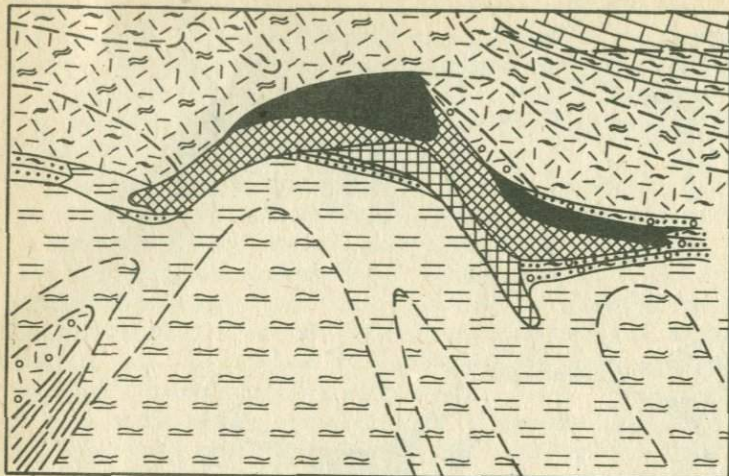


Рис. 42. История формирования структуры медноколчеданного месторождения Узельгинского рудного поля на Южном Урале (по В.А. Прокину, П.Я. Ярошу и В.В. Масленникову).

Стадии: I – эксгалиционно-осадочная, II – формирования купола (горст-антиклинали), III – гидротермально-метасоматическая.

I – эксгалиционно-осадочные серноколчеданные и медные руды; гидротермально-метасоматические руды: 2 – медно-цинковые, 3 – серноколчеданные и медные; 4 – слоистые туффиты; 5 – известняки; 6 – риодациты, дациты и их туфы; 7 – тектонические брекчи: а – рудные, б – туффитов, в – кислых вулканитов; 8 – частично измененные породы: а – пиритизированные, б – эпидотизированные, в – серицитизированные; 9 – метасоматиты: а – серицит-кварцевые, б – серицит-хлорит-кварцевые; 10 – разломы; 11 – зоны расланцевания; 12 – геологические границы; 13 – предполагаемые границы развития метасоматитов

термальное рудообразование продолжалось значительно ~~дольше~~ по сравнению с первой: сформировались медноколчеданное зональное рудное тело и обширный ореол околорудных метасоматитов (см. рис. 42, III).

Эволюция вулканогенных структур и колчеданообразования характерна и для других медноколчеданных месторождений Южного Урала (Сибай, Джусинское и др.). Следует упомянуть, что на Среднем Урале, по данным С.Н. Иванова, А.И. Кривцова, Е.С. Контаря, Ю.М. Столярова и других геологов, они значительно сильнее деформированы: первоначально горизонтально залегавшие вулканиты и колчеданные залежи были "поставлены на голову", руды интенсивно метаморфизованы как, например, на Левихинском, Дегтярском и других месторождениях. Поэтому для таких месторождений в первую очередь стоит задача реконструировать первичные вулканоструктуры и рудные залежи.

### Колчеданно-полиметаллическая провинция Рудного Алтая

Вулканогенные структуры алтайских рудных полей и месторождений, как и на Южном Урале, формировались в раннегеосинклиналичную (доостроводужную) стадию. В течение нескольких вулканических этапов среднего и позднего девона здесь образовалась базальт-риолитовая формация, насыщенная кислыми вулканитами натро-калиевой серии. Специфика эволюции вулканизма, в том числе автономность или антидромность его, миграция от центров вулканотектонических поднятий к их периферии, определяются наличием мощного консолидированного основания (древний складчатый фундамент, геоантиклинальные поднятия типа срединных массивов), а также мозаично-блоковым строением, обусловленным развитием продольных, поперечных или диагональных разломов, сопряженных с глубинными разломами типа Иртышской зоны смятия.

По данным геофизических исследований, Рудно-Алтайская колчеданосная провинция была заложена на коре континентального типа, общая мощность которой составляет 44—49 км (мощность гранитного слоя 26—29 км); на отдельных участках (над поднятиями базальтового слоя) она была базифицирована и превращена в кору переходного типа (по П.Ф. Иванкину, В.Н. Любецкому, П.С. Ревякину и В.С. Кузечному). Рудный Алтай приурочен к поднятию поверхности Конрада, которому соответствует положительная гравитационная аномалия, обусловленная суммарным влиянием поднятия поверхностей Мохоровичича, базального и гранитно-метаморфического слоев, а также, вероятно, повышенной базификацией последнего [5].

Поверхность Мохоровичича погружается от Алейской геоантиклинальной зоны в восточно-юго-восточном направлении. Поверхность Конрада имеет более сложную морфологию. На фоне общего ее погружения в юго-восточном направлении на площади Рудного Алтая отчетливо выделяется гребневидное поднятие. Глубина до поверхности базальтового слоя в его пределах 16—18 км, на северо-востоке и юго-западе увеличивается до 22—24 км. В северо-западной части Рудного Алтая и особенно в зонах

глубинных разломов вследствие более высокого положения базальтового слоя (под Алейской зоной 8–12 км) устанавливается более значительное влияние базальтовой магмы — здесь широко распространены основные лавы; среди вулканитов преобладают разности натровой серии. Постепенно погружаясь в юго-восточном направлении, базальтовый слой уходит на глубину 18–20 км [5]. В результате здесь, по данным Е.И. Филатова и Е.П. Ширая, относительно интенсивно проявляется кислый гранитоидный магматизм калиевой серии.

Девонский вулканизм развивался неравномерно, что выразилось, в частности, в формировании вулканотектонических депрессий, образовавшихся вначале во внутренних, а затем в краевых частях главных структур Рудного Алтая — вулканотектонических поднятий (Алейское, Синюшинское, Ревнюшинское — см. рис. 2). К этим региональным депрессиям (линейным, изометричным) приурочены, как считают Г.Ф. Яковлев и М.Ф. Микунев, колчеданосные зоны, узлы и районы. В их пределах выявлены разнообразные локальные вулканогенные структуры [5]. Среди положительных структур выделяются стратовулканы, вулканокупольные постройки и локальные вулканические поднятия, отрицательные структуры представлены межвулканическими, кальдерообразными и вершинными депрессиями.

В настоящее время благодаря работам В.В. Авдонина, Т.Я. Гончаровой, Д.И. Горжевского, Ю.И. Демина, В.А. Наумова, И.П. Пугачевой, В.И. Старостина, В.И. Чернова, Е.И. Филатова, Г.Н. Щербы и других геологов установлена эволюция становления вулканоструктур и связанного с ними колчеданообразования. Следует охарактеризовать некоторые из рудоносных вулканогенных структур Рудного Алтая с этих позиций.

Лениногорская вулканическая депрессия (см. рис. 11), к которой, по данным В.В. Попова, Г.Н. Щербы и других исследователей, приурочено одноименное рудное поле, ограничена субширотными полукольцевыми разломами, которые пересекают центральную часть Синюшинского вулканотектонического поднятия. В пределах депрессии рудоносное Риддер-Сокольное сооружение представляет собой секториальный блок, ограниченный радиальными и дугowymi разломами. В.И. Старостин и др. считают, что формирование Лениногорской депрессии происходило в основном в эйфельском веке в два вулканических этапа.

Раннеэйфельский этап начался с кислого вулканизма и завершился накоплением вулканогенно-осадочных отложений и извержением основных вулканитов [27]. В этот этап возникли различные структурные формы: крупные вулканокупольные постройки, кальдерообразные депрессии и локальные вулканические купола прикальдерной зоны. На время затухания раннеэйфельского вулканизма приходится седиментогенный этап колчеданообразования, во время которого, по данным И.В. Покровской, Б.Л. Чепрасова и Г.Н. Щербы, сформировалась, в частности, Вторая Риддерская залежь.

В этот этап поле тектонических напряжений характеризовалось пологой ориентировкой растягивающих и сжимающих усилий, что привело

к появлению трещин скола. В них локализовались штокверковые руды полиметаллического состава — корневые части гидротермально-осадочных залежей. Крутые сколовые трещины вмещают, по данным С.А. Сандомирского, дайки основного состава, становление которых происходило в конце этапа.

В позднеэйфельский этап активный вулканизм развивался в крайних депрессиях, расположенных на склонах Синюшинского поднятия. В Лениногорской депрессии, относящейся на этом этапе к межвулканическому типу, осадконакопление прерывалось образованием экструзивных и субвулканических тел кислого состава, принадлежащих, по мнению Е.Б. Яковлевой и Г.Ф. Яковлева, к флюидпорфировому комплексу. С ними связаны, вероятно, гидротермально-метасоматические руды Риддер-Сокольного месторождения. Таким образом, начальная стадия позднеэйфельского этапа характеризовалась относительно спокойным тектоническим режимом. Позднее активизация тектонических движений привела к дальнейшему развитию трещин, в которых локализовались жильные рудные тела полиметаллического состава, и складок поперечного изгиба. В заключительные стадии гидротермально-метасоматического рудообразования в зонах отслаивания и дробления в куполах под литологическими экранами сформировались линзы барит-полиметаллических руд. В образовании рудоносных куполов, вероятно, играла определенную роль гидравлическая тектоника, о чем свидетельствуют зональность и структура поля тектонических напряжений, что установлено благодаря моделированию, проведенному на примере Второй Юго-Западной залежи месторождения [38].

В последующие фазы (интрузивную, постинтрузивную) герцинской эпохи произошли некоторая деформация вулканических структур и перераспределение рудного вещества (метаморфогенно-гидротермальный этап).

Николаевский стратовулкан, к которому приурочено одноименное рудное поле, находится на юго-западном склоне Алейского вулканогенного поднятия. Стратовулкан, по данным В.В. Авдонина, А.Л. Дергачева, В.А. Наумова и других геологов, формировался длительно, в течение двух вулканических этапов — живетско-раннефранского и позднефранско-раннефаменского, каждый из которых разделяется на две стадии. На первом этапе образовалась вулкано-купольная структура. В течение второго этапа происходило усложнение — возникновение вершинной депрессии, выполненной эффузивами основного состава, и становление субвулканических даек (см. рис. 19). Николаевский стратовулкан, по мнению В.В. Авдонина, представляет собой совокупность нескольких экструзивно-лавовых куполов липаритового состава, различных по масштабу и степени сохранности. Каждая из последовательно образовавшихся купольных структур перекрывалась потоками лав и пачками туфогенно-осадочных отложений. Сформированный стратовулкан имел высоту около 1 км, диаметр в основании около 3 км.

Николаевское месторождение расположено на склоне вулканического купола, имеющего сложное строение. В центральной части наблюдаются

субвулканические, а в периферической — экструзивные риолитовые порфиры, к которым приурочено рудное тело серповидной формы. Колчеданообразование протекало в два этапа. Раннему этапу соответствуют кристаллические медно-цинковоколчеданные руды гидротермально-осадочного генезиса, висячем боку которых развиты прожилково-вкрапленные руды (корневая зона). В поздний этап отложились металлоидные руды колчеданно-полиметаллического состава. На месторождении зафиксированы более поздняя минерализация и проявления руд, локализованных в трещинах вулканогенных пород вершинной депрессии.

Вулкано-тектоническая депрессия, к которой приурочено Орловско-Опеньшевское рудное поле, описанное В.В. Раткиным, размещено в юго-восточной части Приубинской региональной депрессии. В течение эйфельского этапа эволюции был сформирован стратовулкан. Он был осложнен вершинной депрессией, выполненной вулканитами основного состава. В строении стратовулкана принимают участие многочисленные экструзивные купола, сложенные риолитовыми порфирами флюид-порфирового комплекса. В живетский этап проявляется активный кислый вулканизм, центры которого находились в северо-западной части Приубинской депрессии, где расположено Шемонаихинское рудное поле.

Колчеданно-полиметаллические месторождения и рудопроявления закономерно размещены в структуре стратовулкана. Рудные тела Опеньшевского месторождения локализованы в небольшой депрессии, которая осложняет экструзивный купол в околожерловой зоне вулкана. Полиметаллические и другие руды колчеданного типа на этом месторождении и других рудных объектах, по данным В.В. Раткина, образовались гидротермально-осадочным путем в эйфельский этап, а барит-полиметаллические руды гидротермально-метасоматического генезиса в более поздний, вероятно, живетский этап. Однако между ранним и поздним этапами вулканогенного рудообразования возможен и более значительный перерыв, как это было на Шемонаихинском месторождении. Руды подверглись контактовому метаморфизму при воздействии на них позднедефонских гранитоидов. Постмагматическая деятельность последних выразилась только в развитии медной минерализации.

Шемонаихинская вулкано-тектоническая депрессия, к которой приурочено одноименное рудное поле, отделена от описанной вулкано-тектоническим поднятием горы Хребты. Эта депрессия, заложенная еще в эйфельский этап, испытала длительную эволюцию. В живетский этап произошло становление стратовулкана, сложенного кислыми вулканитами. В раннефранский этап он был осложнен вулкано-тектонической депрессией, ограниченной северо-западными разломами и расчлененной северо-восточными дизъюнктивами на блоки. Наиболее погруженные из них (депрессии) были выполнены вулканитами основного состава. В одной из депрессий расположено Шемонаихинское месторождение, на котором, по данным Ю.И. Демина, И.В. Ведяевой и Н.Е. Сергеевой, рудообразование представляло собой полихронный и полигенный процесс. В раннюю стадию живетского этапа сформировались гидротермально-осадочные залежи медно-цинковоколчеданных руд. Вторая стадия

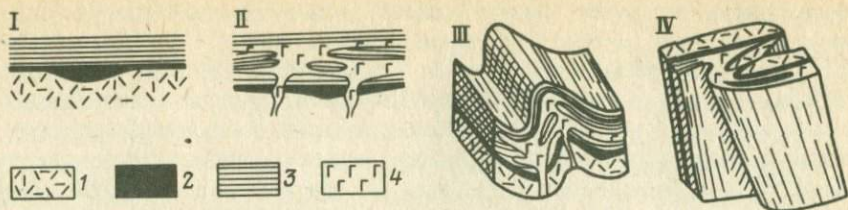


Рис. 43. Этапы формирования (I–IV) структуры Юбилейно-Снегирихинского месторождения (по Н.Н. Шатагину, Р.И. Кужахметову и С.И. Фомину).

1 – туфы, лавобрекции и лавы риолитовых порфиров; 2 – колчеданно-полиметаллические руды; 3 – кремнистые алевролиты; 4 – субвулканические диабазы и диабазовые порфириты

(возможно, самостоятельный этап) характеризовалась колчеданно-полиметаллическим гидротермально-метасоматическим рудообразованием. Во второй – позднедевонский (?) – этап отложились барит-полиметаллические руды, которые по механизму формирования сходны с аналогичными рудами Риддер-Сокольного месторождения, локализовавшимися, по мнению В.И. Старостина, в гидравлических куполах, однако здесь они связаны с зонами трещиноватости вблизи разломов типа сдвигов. Становление руд раннего и позднего этапов разделено значительным промежутком времени, в течение которого произошло внедрение габбродиоритов, образование скарноидов, метаморфизм и переотложение руд раннего этапа.

В северо-западной части Рудного Алтая (Змеиногорский и Рубцовский районы) намечается, по данным Е.И. Филацова и других исследователей, три основных этапа развития сложных вулcano-плутонических структур. На первом этапе в условиях растяжения осуществлялось дифференцированное опускание додевонского фундамента, излияние лав основного и кислого состава, формирование вулканических построек центрального и трещинного типов. К концу этапа вулканическая деятельность усилилась, структуры усложнились. С первым этапом связаны колчеданно-полиметаллические месторождения гидротермально-осадочного и гидротермально-метасоматического генезиса. На втором этапе по кольцевым разломам произошло проседание вулканических построек и внедрение позднедевонских гипабиссальных габбродиабазов, с которыми ассоциирует непромышленная меднопропилитовая минерализация. На третьем этапе при становлении гранитоидов были окончательно оформлены депрессии и локальные структуры, получила развитие непромышленная кварц-полиметаллическая минерализация жильного типа. Рудная минерализация всех этапов концентрируется по периферии локальных вулcano-плутонических структур.

Вулканогенные структуры и приуроченные к ним рудные залежи на алтайских месторождениях, размещающихся в таких мобильных зонах, как Северо-Восточная, Юбилейно-Снегирихинская, Тишинская, Иртышская зона смятия (Белоусовское, Иртышское, Березовское, Но-

воберезовское и другие месторождения), испытали значительные деформации, а руды — метаморфизм и переотложение. Интересным примером такой сложной структуры, по данным Н.Н. Шатагина и других геологов, может служить Юбилейно-Снегирихинское месторождение, которое находится среди вулканических и осадочных пород среднего девона, метаморфизованных до фации зеленых сланцев. Намечаются четыре этапа формирования структуры месторождения: девонские синвулканические (рис. 43, I, II), раннегерцинский (раннекаменноугольный) складчатый (III) и позднегерцинский (пермский) глыбово-складчатый (IV). В первый этап в связи с вулканическими структурами образовались согласные рудные залежи пластовой формы, во второй сформировались субвулканические тела, в третий они были смяты совместно с вмещающими породами в изоклинальные складки субмеридионального простирания. В четвертый этап при становлении субширотной грабен-синклинали раннегерцинские складки были осложнены, их шарниры, а также и рудные тела приобрели крутое склонение.

### Колчеданно-полиметаллические провинции Средней Азии и Казахстана

В свинцово-цинковой провинции Тянь—Шаня, по данным П.В. Панкратьева, месторождения связаны с разновозрастным вулканизмом внегеосинклинального типа. Они подразделяются на собственно-вулканогенные и удаленно-вулканогенные. Собственно-вулканогенные распространены в северной части Каракумо-Таджикского краевого массива в пригеосинклинальных прогибах, заложенных на допалеозойской континентальной коре [28]. Рудоносные кислые вулканы андезит-дацит-липаритовой формации выполняют отрицательные вулканоструктуры: ступенчатые грабен-синклинали, линейные грабены, кальдеры проседания и др.

Сульфидные руды и метасоматиты располагаются зонально по отношению к вулканическим центрам: более высокотемпературные парагезисы замещаются низкотемпературными в периферических частях. Изменяется и механизм рудоотложения: во внутри- и околожерловой зонах он преимущественно метасоматический, в удаленных — гидротермально-осадочный.

Удаленно-вулканогенные месторождения размещаются в наложенных и унаследованных прогибах, выполненных вулканогенно-карбонатными формациями девон-каменноугольного возраста. Свинцово-цинковые месторождения расположены на тех участках, где рудовмещающие карбонатные комплексы развиты на площади краевого вулканического пояса (месторождения Уччулак, Кульчулак, Сумсар) или в его тыловой зоне (месторождения хребтов Северо-Чаткальского, Каратау). Вулканы в этих полях относятся к контрастной формации; они сходны с вулканогенными образованиями девонской базальт-риолитовой формации. Для удаленно-вулканогенных месторождений характерно отсутствие прямой связи с вулканотектоническими структурами и часто значительная от них удаленность.

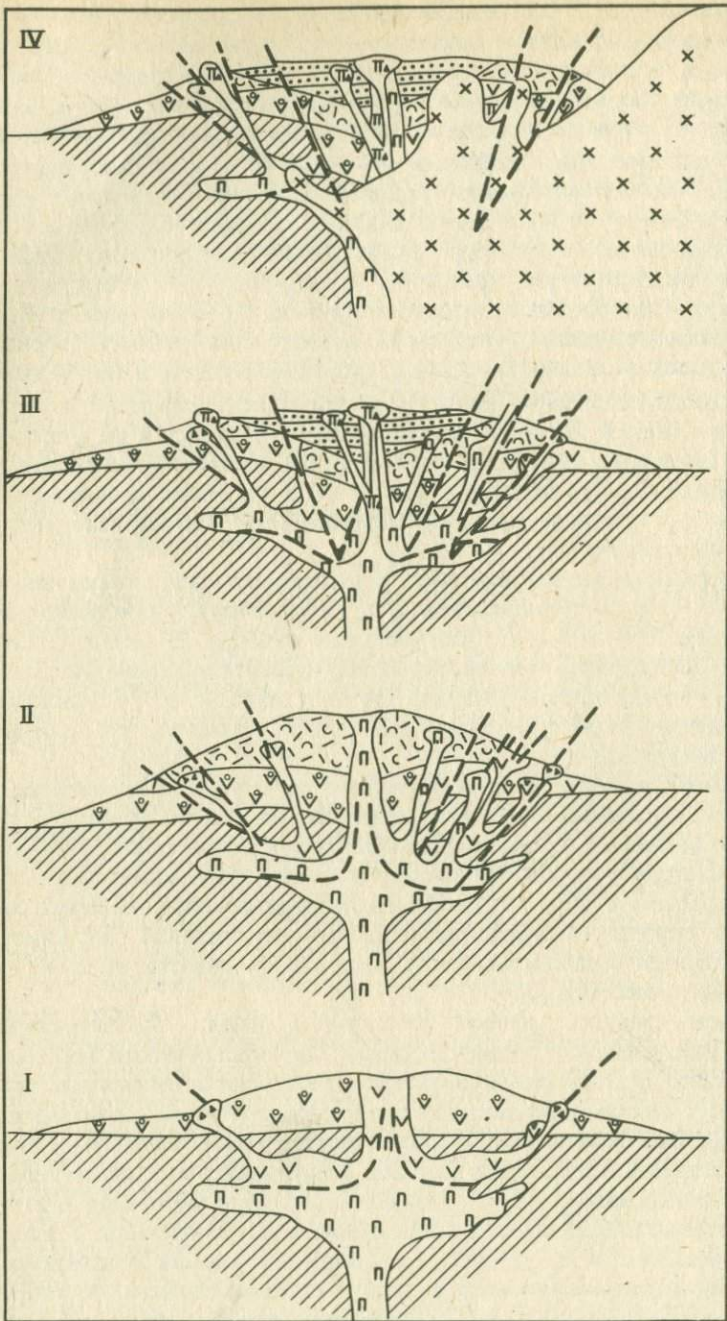
Колчеданоносные вулканические структуры Гиссарского хребта (Южный Узбекистан), имеющие позднеюрнейско-ранневизейский возраст, развивались в пределах вторичной геосинклинали Юго-Западного Тянь-Шаня, которая сформировалась на Каракумо-Таджикском краевом массиве. В ранние стадии ее эволюции образовались вулcano-тектонические депрессии, осложненные вулканическими постройками центрального типа — кислыми экструзивными куполами диаметром до 200 м, в корневых частях которых отмечаются дайки и штоки субвулканических пород среднего и основного состава. Участки наиболее интенсивного вулканизма приурочены к узлам пересечения зон глубинных разломов, имеющих ширину 4—8 км и отстоящих друг от друга на 20—30 км. Вулканические постройки возникли в результате антидромной эволюции вулканизма: от риолитов в первую фазу до андезитобазальтов в последнюю.

Становление колчеданно-полиметаллических месторождений и рудопроявлений (Хандиза, Чинарсай, Южный Карасан, Сулукуль и др.), по данным Н.Н. Биндемана, происходило в три этапа. Субмаринные гидротермально-осадочные руды первого этапа (5—15 % от общего объема руд) приурочены к локальным мульдам, остоящим от центров извержения на несколько сотен метров.

Гидротермально-метасоматические руды второго этапа слагают линзовидные тела (нередко с апофизами в висячем боку), размещающиеся на расстоянии 300—600 м от экструзивных куполов. В лежащем боку рудных тел наблюдаются зоны прожилково-вкрапленной минерализации. Прожилково-вкрапленное оруденение третьего этапа (5—15 %) накладывается на экструзивные вулканыты и все породы, участвующие в строении вулcano-структур [28].

Эволюция Северо-Нуратинской вулcano-структуры, представляющее собой часть вулканического пояса, развивавшегося в среднем палеозое на границе Срединного и Южного Тянь-Шаня, изучена А.А. Кустарниковой. Эта вулcano-структура была заложена в начале геосинклинальной стадии (в ордовике) в виде полигенного вулкана центрального типа, извергавшего породы последовательно-дифференцированной формации; с этим процессом был связан вынос железистого вещества на дно геосинклинального бассейна [28].

В раннем—среднем девоне образовалась цепочка вулканических аппаратов, накапливался преимущественно пирокластический материал кислого состава. Этот кислый вулканизм сопровождался выносом и осаждением в морском бассейне таких компонентов, как свинец, цинк, барий, железо и др. При формировании раннекаменноугольных щелочных оливиновых базальтов вмещающие породы подвергались пропилизации, из них экстрагировалось железо, вошедшее в состав пиритазон пиритизации. В результате продолжительной во времени и сближенной в пространстве вулканической деятельности возникла автономная рудообразующая система, включающая садку рудного вещества, выносимого гидротермами на дно геосинклинального бассейна, и последующее гидротермально-метасоматическое преобразование руд. Процессы диагенеза, тектогенеза и регионального метаморфизма способствовали формирова-



нию в Северо-Нуратинской вулcano-структуре полигенных и полихронных месторождений [28].

Акбастау-Кусмурунское рудное поле в Казахстане, согласно данным А.Д. Каипова и А.К. Каюпова, приурочено к вулcano-тектонической депрессии. На ее небольшой площади (50 км<sup>2</sup>) широко развиты близкие по составу, но разнофациальные породы ордовикского возраста (эффузивные, жерловые, околожерловые, экструзивные, суб- и гиповулканические). Они характеризуются закономерным размещением и аномальной мощностью (2,5–3 км). Интенсивно проявлены дугообразные и радиальные разломы, контролирующие размещение вулканитов.

Образование этой вулcano-тектонической структуры типа кальдеры проседания или обрушения связано с деятельностью питавшего вулкан периферического (близповерхностного) магматического очага, который по геологическим данным залегал, вероятно, на глубине 3,5–2 км. На его месте сформировался небольшой по размерам изометричный (до 6 км в поперечнике, как и диаметр кальдеры) интрузив диоритов – кварцевых диоритов. Кальдера имеет зональное строение, границы ее фиксируются прерывистым кольцом глыбовых туфов и поясами центриклинально залегающих субвулканических и дайковых тел, контролируемых системами дугообразных и радиальных трещин отрыва. Центр кальдеры (он же центр излияний и извержений) расположен в фокусе радиальных трещин.

Становление кальдеры происходило в три этапа вулканизма, четвертый – поствулканический (интрузивный) – этап отделен от третьего складчатостью (рис. 44).

Проседание кальдеры началось, вероятно, после формирования нижней толщи, т.е. к моменту интенсивного выброса огромной массы грубообломочных пирокластических туфов средней толщи. На заключительной стадии накопления вулcanoгенно-обломочной серии вулканическая деятельность резко ослабевает, магматические массы кристаллизуются в питавшем вулкан периферическом магматическом очаге, который, по-видимому, и фиксируется геофизическими методами. Продолжающиеся эксплозивно-экструзивные процессы сопровождалась возникновением сети радиальных и дугообразных трещин, по которым блоки испытали разноамплитудные центриклинальные погружения шарнирного характера. Следствием длительной эволюции очага является интенсив-

Рис. 44. Этапы формирования (I–IV) вулканического аппарата на месторождениях Акбастау и Кусмурун (по А.К. Каюпову и А.Д. Каипову).

1 – магматические образования: а – андезитобазальты, б – андезиты; 2 – породы фундамента; 3 – эффузивы нижней толщи (I этап); 4 – субвулканические афировые андезитодацитовые порфириты; 5 – эксплозивные брекчи андезитов и андезитодацитов; 6 – эффузивно-пирокластические образования средней толщи (II этап); 7 – субвулканические плагиоклаз-пироксеновые андезитобазальтовые порфириты (II этап); 8 – вулcanoгенно-осадочные отложения верхней толщи (III этап); 9 – субвулканические плагиоклаз-пироксеновые порфириты (III этап); 10 – жерловые плагиоклаз-пироксеновые андезитобазальтовые порфириты и их лавовые брекчи; 11 – диориты, кварцевые диориты позднего ордовика; 12 – разломы

ный гидротермальный метасоматоз пород, сопровождающийся развитием медной и полиметаллической минерализации, формировавшейся в поствулканическое и постинтрузивное время.

В пределах рудного поля известны два месторождения — Акбастау и Кусмурун — и более 10 рудопоявлений. Руды наложены на сингенетические серноколчеданные залежи; локализованы они, по данным А.Д. Каипова и А.К. Каюпова, в зонах синвулканических трещин (разломов) — радиальных (Акбастау, Джусалы и др.) и дугообразных (Кусмурун и др.), осложняющих прикальдерную часть структуры.

x  
x x

В заключение следует подчеркнуть некоторые особенности глубинного строения, эволюции вулканогенных структур и их рудоносности в колчеданосных провинциях Южного Урала и Рудного Алтая.

Общая мощность земной коры в провинциях уральского и алтайского типов примерно одинаковая. Однако на Рудном Алтае даже над поднятиями базальтового слоя мощность гранитного слоя больше, чем на Южном Урале. Эта особенность глубинного строения определяет тип рудоносных формаций и соответственно медно-цинковоколчеданный профиль Южно-Уральской провинции и полиметаллическо-колчеданный Рудно-Алтайской.

На Южном Урале колчеданосные поля приурочены к локальным поднятиям, осложняющим прогибы базальтового слоя; граница Конрада фиксируется в таких участках на глубине 5—12 км. Эти поднятия скорее всего представляют собой периферические магматические очаги или их группы. На Рудном Алтае базальтовый слой поднят по сравнению с его положением в соседних регионах, однако минимальная глубина его залегания составляет 8—12 км, тогда как на Южном Урале он подходит в некоторых участках непосредственно к поверхности.

Развитие вулканогенных структур и связанного с ними колчеданообразования — сложный и длительный процесс.

На Южном Урале ранние базальтовые щитовые вулканы или стратовулканы, сложенные базальтами и андезитами, сменяются кальдерообразными депрессиями. В них, обычно во внутренних прикальдерных зонах, образуются мелкие вулканогенные структуры, чаще всего локальные депрессии, выполненные туфогенно-осадочными отложениями. На их месте возникают вулканические купола или биклинали, сформированные кислыми вулканитами, иногда секториальные вулкано-тектонические блоки, насыщенные экструзивами и субвулканическими телами. На ранних стадиях развития локальных структур, преимущественно депрессионных, происходит накопление на нескольких уровнях гидротермально-осадочных руд, образующих согласные залежи. С ними сопряжены гидротермально-метасоматические прожилково-вкрапленные руды корневых зон. Формирующиеся на поздних этапах эволюции вулканоструктур прожилково-вкрапленные и жильные руды иногда имеют самостоятельное значение.

Следовательно, на Южном Урале становление колчеданоносных структур характеризуется сменой некомпенсированного прогибания перекомпенсацией вулканитами вначале основного, затем среднего и в заключение кислого состава. Поэтому кислые породы, образующие положительные формы (купольные или биклиналильные структуры) над локальными депрессиями, являются рудовмещающими. Рудные залежи расположены на нескольких уровнях таких структур и часто контролируются локальными депрессиями, которые неоднократно возникали в ходе эволюции умеренно кислого и кислого вулканизма [2, 17 и др.] .

На Рудном Алтае в пределах региональных вулканотектонических депрессий на ранних этапах обычно развивались стратовулканы, сложенные породами кислого состава. На поздних этапах они бывают осложнены локальными вулканоструктурами, чаще всего вулканическими куполами (экструзивными, лавовыми), сформированными кислыми вулканитами, и реже вершинными депрессиями, выполненными туфогенно-осадочными отложениями и базальтами. Здесь также наблюдается определенная направленность рудообразования от гидротермально-осадочного колчеданно-полиметаллического на ранних этапах к гидротермально-метасоматическому барит-полиметаллическому на поздних. Руды используют не только вулканогенные структуры, но и тектонические (трещинные и др.), а также сложного генезиса (гидравлические купола).

Общие особенности направленной эволюции вулканогенных структур и колчеданообразования заключаются в следующем: 1) в концентрическом размещении вулканогенных структур, приуроченных к узлам пересечения разломов, т.е. к наиболее подвижным участкам; 2) в уменьшении размеров и соответственно сокращении общей площади вулканоструктур, которые часто бывают телескопированными; 3) в смене во времени согласных пластовых залежей на нижних рудоносных уровнях, обычно скрытых, секущими минерализованными зонами и рудными телами верхних рудоносных уровней, часто выходящих на поверхность вулканогенных структур.

Последнее обстоятельство имеет важное значение как благоприятный поисковый признак; его следует учитывать при геологоразведочных работах.

#### **ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ РУДОНОСНЫХ ВУЛКАНОГЕННЫХ СТРУКТУР ОРОГЕННЫХ ЗОН И ОБЛАСТЕЙ АКТИВИЗАЦИИ**

Проблемы глубинного строения и эволюции рудоносных вулканоструктур будут рассмотрены на примере нескольких вулканогенных областей и поясов Советского Союза. Описаны также некоторые вулканоструктуры Сибирской платформы (Тунгусской синеклизы), возникшие при ее активизации.

В Охотско-Чукотском вулканогенном поясе (ОЧВП) широко распространены купольно-кольцевые структуры, которые представляют собой одну из форм проявления периферических магматических очагов

и с которыми пространственно и, вероятно, генетически связано разнотипное эндогенное оруденение.

К крупным купольно-кольцевым структурам в пределах Примагаданского отрезка ОЧВП относится Неорчанская структура (диаметр 60 км), описанная Н.В. Ичетовкиным и А.П. Фадеевым [4]. При анализе гравиметрических карт в породах основания (терригенно-осадочные породы Верхоянского комплекса), слагающих ядро этой структуры, и частично в вулканитах юрского—мелового возраста устанавливаются нескрытые гранитоидные массивы. На глубине 5—10 км они сливаются в единое тело, соответствующее, вероятно, по размерам и форме палеомагматическому периферическому очагу. Кольцевой характер структуры подчеркивается сгущением изолиний горизонтальных градиентов, совпадающих в первом приближении с геологическими контурами поднятия. Магнитное поле купольного поднятия знакопеременно, обрамляется выдержанными отрицательными аномалиями.

Ядро структуры местами перекрыто позднеюрско-раннемеловыми вулканитами среднего—основного состава, выполнявшими небольшие мульды, образование которых ознаменовало начало становления Неорчанской вулкано-кольцевой структуры. К периферии появляются позднемеловые вулканиты кислого состава, сменившиеся в промежуточной зоне туфогенными отложениями альб-сеноманского возраста. Они сформировали во второй этап крупную конседиментационную мульду. Накопление этих вулканитов происходило из полигенных стратовулканов. В заключительную фазу второго этапа в юго-западной части структуры образуется купол, что сопровождается становлением гранитоидного массива, многочисленных субвулканических тел и даек риолитов. В третий — сеноманский — этап в периферической зоне растущей купольно-кольцевой структуры осуществлялось становление кальдер и периферических грабенов, выполненных огромными массами игнимбритов; сформировались трещинные интрузии субщелочных и лейкократовых гранитов; в совокупности с вмещающими их интрузиями они участвуют в строении кольцевой структуры. На этой стадии происходит смещение центра купола к северо-востоку и значительное его разрастание. Структурный рисунок размещения даек обнаруживает наибольшее сходство с таковым гидротермальных жил, что, вероятно, свидетельствует о их парагенетической связи.

В заключительную стадию (этап) в позднесеноманское время наблюдается дальнейший рост купола и смещение его еще далее к северо-востоку. Строение структуры подчеркивается зональным размещением минерализации: в ядре оловянной и молибденовой, в промежуточной зоне — полиметаллической и в краевой (периферической) — золото-серебряной.

Морфологические особенности, эволюцию и глубинное строение различных типов магматогенных (в первую очередь вулканических) структур активизированных областей следует рассмотреть на примере Забайкалья, где они изучены Д.И. Горжевским, В.Н. Козеренко, Н.А. Фогельман, В.С. Зориной и другими геологами, а также Ж.В. Се-

минским, результаты исследования которого, касающиеся мезозойских вулcano-структур, здесь изложены [32].

Развитие этой провинции, характеризующейся широким распространением вулканических и интрузивных комплексов преимущественно кислого состава, происходило в два крупных этапа: домезозойский, когда образовались геосинклинальные структуры фундамента, и мезозойский этап активизации. Во второй этап сформировался таксонометрический ряд вулканических систем, включающий вулканические пояса, их звенья — вулканогены, вулканические зоны и вулcano-тектонические структуры. Последние представляют собой совокупность вулканических форм (т.е. вулканическую постройку), тесно связанных пространственно и генетически. По Г.М. Фремду и В.И. Рыбалко, это первичные вулканические центры, в пределах которых в течение одного вулканического цикла (или этапа), например раннемезозойского, в Забайкалье развивались процессы магматизма и рудообразования. Они являются вулканогенно-рудными центрами, отличающимися по строению, структурным и физико-химическим условиям рудообразования. К таким центрам относятся вулcano-тектонические депрессии поднятия, стратовулканы и кальдеры, вулcano-плутонические и другие структуры прерывистых вулканических поясов и зон, где эндогенное оруденение распределено также неравномерно, локализуясь в вулканогенно-рудных центрах.

Составляющие вулcano-тектонические структуры — элементарные вулканические формы — конкретные формы проявления вулканического процесса в течение его одной стадии или фазы. Они образованы под воздействием магматических масс в связи с деятельностью отдельных выводных каналов, представлены жерловинами, neckами, куполами (экструзивными, лавовыми), потоками, покровами и другими формами.

В Забайкалье вулканизм наиболее интенсивно развит в геоантиклинальных блоках домезозойского фундамента. Эндогенный тектонический режим характеризовался сводово-глыбовым типом тектонических движений, большой ролью дизъюнктивных и инъективных дислокаций, высокой проницаемостью тектоносферы, которая в различных структурах и на разных стадиях развития региона была рассеянной или сосредоточенной.

Основные структурные элементы в областях тектоно-магматической активизации — своды (Байкальский, Даурский, Становой и др.), разделенные обширными депрессионными структурами (Селенгино-Витимская, Агинская, Приаргуньская и др.). В глубинном строении сводам, по данным Г.И. Менакера, соответствуют увеличенные мощности гранитно-метаморфического слоя земной коры и прогибы в кровле базальтового слоя. Депрессионные структуры характеризуются, наоборот, поднятиями кровли базальтового слоя; гранитно-метаморфический слой здесь развит локально и имеет небольшую мощность.

Состав вулканогенных формаций обусловлен не только глубиной образования питающих очагов и эволюцией вулканизма, но также ин-

дифференциальными особенностями строения земной коры под вулканогенами. Так, в Приаргунском вулканогене и соседних зонах выделяются два типа блоков: 1) фемического профиля (мощность гранитно-осадочного слоя 0—1 км), соответствующие депрессиям; к ним приурочено более 84 % юрских эффузивов (среднемезозойского этапа), главным образом андезитов (78 %), субвулканических и интрузивных (гранодиориты, диориты) образований; 2) сиалического профиля (мощность гранитно-осадочного слоя 1—7 км), отвечающие сводам структур; им свойственно широкое распространение плутонических и вулканоплутонических образований кислого ряда.

С вулканическими структурами мезозойского этапа активизации в Забайкалье связано разнообразное эндогенное оруденение. Гидротермальные месторождения чаще всего формируются в вулканогенах с узловым распределением продуктов вулканизма.

Наиболее интенсивным и многообразным рудным процессом характеризуются вулканогены, в которых ареальный вулканизм сочетается с деятельностью крупных полигенных вулканов. Возникают сложные ассоциации вулканических пород с широким проявлением базальтовых, андезитовых и липаритовых серий. Процессы вулканизма в этих случаях многофазны, развитие их часто гомодромное, хотя бывает и антидромное. Все это свидетельствует о больших перемещениях фронта магмаобразования в коре и верхней мантии, а также о длительном и устойчивом состоянии глубинных и периферических очагов, которые функционировали главным образом в заключительные фазы. При их действии накапливались слоистые толщи кислых вулканитов, прорванные экструзивными и субвулканическими телами. Примерно такая же обстановка, по данным автора, наблюдается и на Рудном Алтае в заключительные фазы каждого из трех этапов становления базальт-риолитовой формации: эйфельского, живетско-раннефранского и позднефранско-раннефаменского [1].

Кислый вулканизм в Забайкалье, так же как на Южном Урале и в других регионах, развивался унаследованно: его проявления приурочены к базальт-андезитовым вулканам предшествующих фаз и отражают постепенную смену пород в процессе формирования вулканических построек.

Таким образом фиксируется сосредоточенная проницаемость тектоносферы, заключающаяся в сочетании магматической и тепловой проницаемости, которая возникает, очевидно, в условиях наиболее полной дифференциации (или ликвации) магм, заканчивающейся отделением в периферических очагах гидротермальных растворов. Это наиболее благоприятный для формирования месторождений эндогенный режим. Он развивается в вулканических зонах депрессионного типа. Тепловой режим глубинных слоев земли характеризовался длительными периодами оттока энергии, что приводило к преимущественному образованию отрицательных структур — кальдер, вулканотектонических и других депрессий [32].

В Забайкалье на площадях распространения кислого вулканизма,

имевшего автономный характер, обычно отмечается однообразная по составу и бедная рудная минерализация. Зарождение вулканических процессов — приповерхностное. Таким вулканическим зонам присуща рассеянная, хотя и интенсивная, проницаемость тепловых потоков. Магматическая проницаемость имеет подчиненное значение. Лишь в отдельных случаях возникают долгоживущие вулканические центры с мантийным питанием. Эндогенный режим в течение мезозойского вулканического мегацикла не был постоянным. Так, свойственная раннемезозойскому циклу рассеянная проницаемость (Верхне-Хилокский вулканоген) в среднемезозойское время сменилась сосредоточенной проницаемостью (Приаргуньский, Даурский и другие вулканогены). В позднемезозойское время различия в эндогенном режиме практически сглаживаются — излияния базальтовой магмы, установленные во всех вулканогенах Забайкалья, связаны с глубокопроникающими разломами. Источник этой магмы находился в верхней мантии (80—120 км от поверхности), о чем свидетельствуют геофизические данные [32].

Вулканогенные гидротермальные месторождения приурочены к вулcano-тектоническим структурам — центрам магматизма и процессов рудообразования. Основную рудоконтролирующую роль играют магматические и структурные факторы. Первые определяются развитием тех или иных магматических формаций, с которыми бывает связан соответствующий комплекс месторождений полезных ископаемых. Различные типы вулканических структур отражают стадии формирования магматических очагов и характер их эволюции. Так, образование зрелых вулканических построек (например, кальдер) свидетельствует о проявлении конечных стадий развития магматических очагов, нередко заканчивающегося выделением гидротермальных рудообразующих растворов [32].

Ж.В. Семинским разработана классификация морфогенетических типов рудоносных позднемезозойских структур, показаны особенности их глубинного строения (рис. 45); в этой классификации рассмотрены как интрузивные формы, так и обширный ряд вулканических структур; заканчивается классификационный ряд седиментационными впадинами. Гидротермальное оруденение различных масштабов известно во всех выделенных типах структурных форм, в том числе и в собственно вулканических [32]. С интрузивными структурными формами связаны наиболее высокотемпературные месторождения, с вулcano-седиментационными и седиментационными структурами — низкотемпературные. От первых к последним типам возрастает роль экзогенных процессов рудообразования, в частности рудообразующая роль подземных вод, а следовательно, и инфильтрационных процессов.

Месторождения кварц-вольфрамитовой и кварц-касситеритовой формаций сформировались при участии процессов пневматолита (рудоносные грейзены). С субвулканическими экструзивно-купольными постройками, а также со стратовулканами и кальдерами связано средне-низкотемпературное оруденение (свинец, цинк, флюорит). В вулcano-седиментационных впадинах обычны проявления низкотемпературного ору-

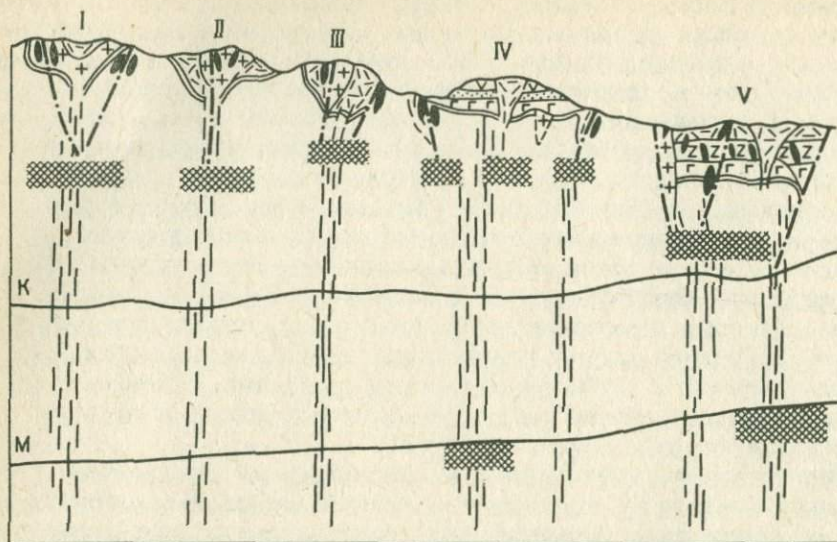
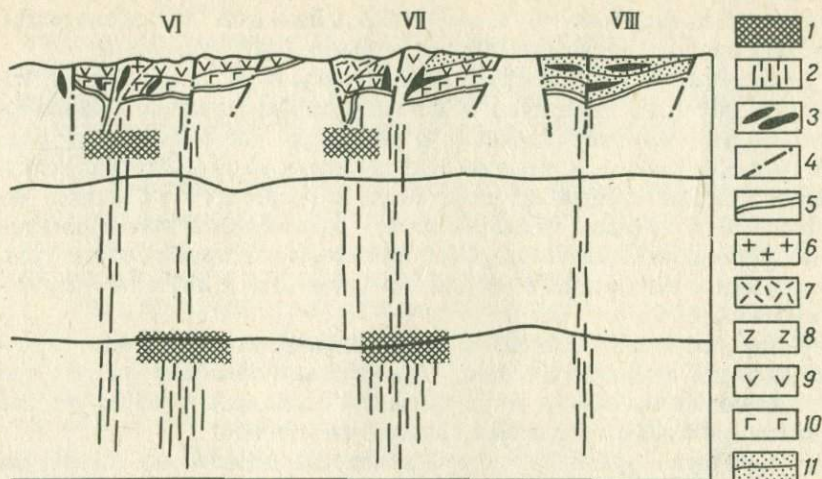


Рис. 45. Принципиальная схема строения, структурного положения и рудоносности I – предполагаемые области питающих магматических очагов; 2 – пути движения структур; б – интрузивные породы (граниты, гранодиориты); вулканические отложения. К – поверхность Конрада, М – поверхность Мохоровичича. I–VIII – формы; II – вулcano-интрузивные постройки; III – вулcano-экструзивные постройки; VII – вулcano-седиментационные впадины; VIII – седиментационные впа-

денения (флюорит, аурипигмент, реальгар, антимонит и др.). Для двух последних типов структур характерно смещение высоконагретого глубинного надкритического флюида с инфильтрационными пластовыми водами, что определило существенно пластовый тип оруденения, тонкодисперсный характер рудной минерализации, широкие ореолы слабых окolorудных изменений пород, решающая роль литологического контроля и др.

Таким образом, вулcanoгенные структуры – это вулcanoгенно-рудные центры, формирующие единый морфогенетический ряд с постепенным изменением геологических и металлогенических особенностей [32].

Механизм становления вулcano-плутонических купольных структур, распространенных в орогенных областях с базальт-андезитовым вулканизмом, описан Е.Г. Песковым на примере Казахстана и Северо-Востока СССР. Эти структуры, диаметр которых не превышает 30 км, представляют собой концентрически зональные вулканы центрального типа, обычно эродированные. В центре структур, часто в окружении приподнятого основания вулканической постройки, находятся гранитоидные плутоны (15–20 км в поперечнике), а краевые их части сложены лавами и туфами, которые составляют с интрузивными породами вулcano-плутоническую ассоциацию. Эволюция магматизма гомодромная: основная часть вулcano-структуры сложена продуктами первичных



позднемезозойских структур Забайкалья (по Ж.В. Семиному).

ния тепловых потоков; 3 — минерализованные участки; 4 — разломы; 5 — конкие породы: 7 — риолиты, 8 — дациты, 9 — андезиты, 10 — базальты; 11 — осадочные морфогенетические типы магматогенных структур: I — интрузивные структурные ки; IV — стратовулканы; V — палеокальдеры; VI — вулcano-тектонические впадины

(базальтовых, андезитовых) магм, а на заключительных этапах проявились кислые дифференциаты; позднее произошло внедрение центрального плутона. Последний, как диапир, механически воздействовал на вмещающие породы. В результате этого в ядре структуры образовалась коробчатая антиклиналь, которая повторила форму плутона. Около его крутых контактов пласты вмещающих пород резко вздернуты, а над верхним контактом плоский замок складки представляет собой структуру "битой тарелки". Вокруг интрузива наблюдаются радиальные и дуговые разломы, вдоль которых отдельные секторы вулканической постройки смещены по вертикали друг относительно друга.

После становления интрузива широко проявилась гидротермальная деятельность при подчиненной роли медной, свинцово-цинковой и мышьяковистой минерализации. Рудные тела и метасоматиты размещаются как среди пород вулканической постройки, так и в плутоне, и в породах фундамента. Общая продолжительность вулcano-плутонической и гидротермальной деятельности отдельного палеовулкана, судя по геологическим, палеонтологическим и радиологическим данным, вероятно, не превышает продолжительности одной геологической эпохи [28].

По мнению Г.М. Фремда и В.И. Рыбалко, формирование полигенных вулcano-тектонических депрессий — процесс полихронный, происходивший в несколько вулканических стадий. В начальную стадию возникали глубокие расколы фундамента, отдельные его блоки погружались. Из

глубинного очага по разломам, ограничивающим депрессию или рассекающим блоки фундамента, изливалась основная магма, образуя покровы трещинных и щитовых (с низким коэффициентом эксплозивности) вулканов сначала в подводной, а затем в субаэральной обстановке.

В среднюю стадию эксплозивность извержений увеличивается, изменяется состав их продуктов — появляются дифференциаты базальтоидной магмы: андезиты, дациты. Продолжалось погружение крупных тектонических блоков и развитие тектонических впадин. Затем осуществлялись мощные трещинные извержения и депрессии заполнялись игнимбритами и туфами. После эксплозий игнимбритов дегазированная магма формировала многочисленные полигенные экструзии, суб- и гиповулканические тела кислого состава, приуроченные к линейным и дуговым разломам.

В позднюю стадию возникали периферические коровые очаги, питающие вулканы центрального типа; происходило оседание кровли этих близповерхностных очагов и образовались кальдерные депрессии. Эта стадия завершилась становлением сложных интрузивов.

В конечную стадию структура консолидировалась, по глубинным разломам поступала неконтаминированная базальтовая магма, формировались покровы плато-базальтов, щитовые вулканы и шлаковые конусы.

Примерами полигенных вулкано-тектонических депрессий на площади Сихотэ-Алинского вулканического пояса, по данным Г.М. Фремда и В.И. Рыбалко, могут служить Якутинская и другие структуры подобного типа. Здесь к зонам ограничивающих депрессии разломов приурочены оловянные и олово-полиметаллические рудопроявления. Они ассоциируют с экструзивными и субвулканическими телами кислого состава, которые образуются во вторую стадию развития депрессии в зонах краевых разломов.

На примере Прибайкальского вулканического пояса А.А. Бухаров создал геодинамическую модель эволюции вулканических структур и связанного с ними гидротермального рудообразования. В начальные этапы формирования вулканического пояса благодаря тангенциальному растяжению возникает грабенообразный прогиб, становление которого сопровождалось арсально-трещинным вулканизмом — излиянием глубинных дифференцированных базальтовых, андезитобазальтовых и андезитодацитовых расплавов [4].

Проникновение больших масс базальтов в земную кору и одновременное увеличение мантийного потока флюидов способствовали расширению прогиба и перемещению магматического очага в гранитно-метаморфический слой. Происходила гранитизация ранних вулканитов, в зонах смятия был проявлен линейно-зональный метаморфизм, с которым связаны кварц-щелочные метасоматиты с редкометалльным оруденением. В зонах смятия образуются магматические очаги анатектических и палиген-метасоматических, преимущественно автохтонных гранитоидов. С глубинными метасоматитами ассоциируют сульфидные проявления.

Приближение магматических очагов к земной поверхности приводит к извержению больших масс пирокластов и игнимбритов, формирующих

сложные вулcano-тектонические структуры, полигональные кальдеры проседания, кольцевые интрузии, выжатые купола и т.д. При дальнейшей эволюции вулканизма плутоно-метаморфического процесса импульсы тектонического растяжения способствовали образованию в аллохтонных магматических очагах реоморфических выплавок, подъему их в приповерхностные части коры и становлению бескорневых субвулканических и экструзивных массивов, над которыми возникают вулканы центрального типа.

Проявления олова связаны с аллохтонными магматическими очагами, полиметаллических и других сульфидных руд — с пропилиитами вулcano-тектонических структур, медно-золотые проявления — с жерловыми фациями вулканов и породами их фундамента [4].

Эволюция орогенных вулcano-тектонических структур позднепалеозойского возраста в Центральном Казахстане, по данным Е.А. Александровой и В.С. Зориной, происходила следующим образом. Вулcano-тектонические структуры второго порядка (секториально-сегментарные блоки, вулcano-тектонические депрессии диаметром 60–70 км) развиваются на Балхашском мегасводе, представляющем собой континентальное поднятие — глубокофокусную вулcano-тектоническую структуру центрального типа. Возникновение структур второго порядка было, вероятно, вызвано неоднородным ("пятнистым") размещением тепловых потоков различной интенсивности, что свойственно и областям современного вулканизма. В кристаллическом фундаменте под влиянием эндогенных потоков на глубине 20–30 км образовались очаги палингенной магмы и осуществлялись блоковые перемещения по дугообразным и радиальным разломам. Балхашский мегасвод характеризуется устойчивым режимом воздымания и растяжения внутренней области, что обеспечило становление глубинных разломов, по которым поступало эндогенное тепло, сидерофильное и халькофильное вещество; фундамент сиалического профиля — источник палингенных магм и литофильных рудных элементов. Все это обеспечило совмещение месторождений руд различных металлов и типов: грейзеновых вольфрама и молибдена, плутоногенных гидротермальных медно-порфировых, вулcanoгенных близповерхностных и др. [28].

В верхнем структурном этаже над магматическими очагами первоначально формировались вулcano-купольные структуры, которые затем претерпели проседание и превратились в вулcano-тектонические депрессии, приуроченные к сравнительно приподнятым блокам фундамента.

Сводово-глыбовые структуры на Балхашском мегасводе имели центробежный характер: ранее других и наиболее сложно развивались крупные вулcano-структуры вблизи осевой части мегасвода, в периферической зоне они образовались позднее. Секториальные блоки определяют металлогеническую зональность внутри мегасвода, а кольцевые вулcano-тектонические сооружения различных порядков являются рудоконтролирующими структурами. К ним приурочены рудные районы.

Позднепалеозойские вулканические процессы в Джунгарском Ала-

тау, по данным К.А. Азбель и М.Р. Бурукаевой, характеризовались отчетливой цикличностью, причем каждый цикл начинался с андезитоидного вулканизма, который формировал стратовулканы, а завершался риолитоидным вулканизмом, представленным мощными игнимбритовыми эксплозиями вдоль линейных и кольцевых глубинных разломов [28]. Центры извержений локализовались в вулcano-тектонических структурах второго и более высокого порядков (депрессии, грабены, кальдеры); размеры этих структур — десятки километров в перечнике. Закономерная неоднократная смена андезитоидного — мантйного — вулканизма, с которым связаны проявления меди и благородных металлов, и риолитоидного — корового, с которым ассоциируют редкометалльные проявления, обусловлена неоднократной сменой тектонической обстановки. С гибридными магмами, возникавшими в результате смешения поднимавшейся мантийной андезитоидной и выплавлявшейся коровой кислой магмы, связано формирование медно-порфировых и медно-молибден-порфировых месторождений [28].

В девонском вулканическом поясе Южного Казахстана среди вулканических структур, которые контролируются опережающими по отношению к Джалаир-Найманскому линеamentу глубинными разломами, фиксируемыми в базальтовом слое земной коры, А.А. Зиновьев-Лебедев, А.Е. Толкунов и Г.И. Фролов выделяют три типа: линейные, кальдерные и мелкокупольные.

Линейные вулканические структуры тяготеют к краевым глубинным разломам, характеризуются телескопированием многостадийного вулканизма на локальных отрезках разломов, широким развитием крупных многофазных вулканических аппаратов, преобладанием лав и моласс, что обусловлено интенсивными знакопеременными тектоническими движениями, формированием крутых суб- и гиповулканических тел.

Кальдерные структуры приурочены к блокам устойчивого прогибания, осложняющим внутренние части геoaнтиклиналей, сложенных терригенными комплексами. Эти структуры размещаются в узлах пересечения линейных и кольцевых разломов, им свойственно широкое проявление небольших однофазных вулканических аппаратов, преобладание игнимбритов и туфов, образование субвулканических силлов и даек различного состава.

Общие специфические черты вулканических структур первого и второго типов следующие: длительное непрерывно-прерывистое формирование в три этапа (стадии) с неоднократным разрушением вулканических построек; частая смена извержений лав кислого и среднего состава; преобладание андезитобазальтов в начальную стадию, риолитов и кварцевых порфиров в среднюю и заключительную стадии; неоднократное внедрение субвулканических, реже гиповулканических интрузий; развитие вулканических структур при усложнении мозаично-блокового стрессения территории и приуроченности магмопроницаемых зон к продольным, ортогональным и кольцевым разломам; сокращение ареала вулканизма от начальных к конечным стадиям, локализация его в центральных, наиболее опущенных участках (центростремительное

развитие структуры); смена типов вулканических построек — от многофазных палеовулканических аппаратов и кальдер сложного строения до отдельных куполов и субвулканических тел простого состава.

Мелкокупольные структуры приурочены к устойчивым поперечным поднятиям, сложенным амфиболитами, кристаллическими сланцами и гранито-гнейсами. Для них характерно: одностадийное образование с преобладанием ультракислых вулканитов, формирование ареала сближенных мелких куполов в узлах пересечения линейных разломов и развитие единичных субвулканических тел простого строения [28].

Длителен процесс становления сложных кальдер, выполненных преимущественно экструзивами и субвулканическими телами кислого состава. Эти структуры относятся также к положительным кольцевым вулкано-структурам экструзивного типа. Одна из таких сложных кальдер описана В.А. Невским, Н.П. Лаверовым и А.Е. Толкуновым [25]. Поверхность фундамента этих кальдер имеет мозаично-блоковое строение — отмечаются локальные выступы и депрессии. Асимметрично расположенный крупный купол (диаметр 1,5–2,5 км) с зональным строением сформирован серией субвулканических тел и мелких экструзивных куполов; в его основании и обрамлении находятся древние гранитоиды и перекрывающие их покровные вулканы. Корневая часть купола размещается вдоль краевого кольцевого глубинного разлома, а частично вдоль внутренних дуговидных и линейных тектонических нарушений. Поздние вулканические купола образованы кластическими и лавовыми риолитовыми порфирами, субвулканическими штоками и дугообразными дайками граносиенит-порфиров, прорванными завершающими вулканизм трубками взрыва. Все эти породы рассечены дайками микрогранофиров и диабазовых порфиритов.

Кроме кольцевых, полукольцевых, радиальных и линейных тектонических разломов и трещин, в прикальдерной зоне в сводовой части экструзивного купола возникают горизонтальные трещины отрыва. При дальнейших перемещениях по ним образовалась глина трения. Краевой кольцевой разлом, развивавшийся с начала вулканической деятельности, определил заложение кальдеры, формирование крупного экструзива и поздних дополнительных куполов, внедрение субвулканических тел, а в сочетании с другими структурными элементами кальдеры, особенно с линейными тектоническими разломами, — размещение месторождений. Последние расположены в куполовидных вулканах (экструзивах), приуроченных к участкам пересечения долгоживущих разломов, сообщающихся с магматическими очагами, краевого кальдерного и линейных тектонических разломов. Вдоль них в постмагматический этап циркулировали гидротермальные растворы. На размещение месторождений, по-видимому, существенное влияние оказали особенности строения фундамента кальдеры, в частности выступы гранитоидов.

Оруденение представлено крутыми рудными зонами неправильной формы, линзами и рудными столбами и пологими залежами штоквер-

кового строения. Они наблюдаются в корневых зонах вулканических и субвулканических тел, приурочены в основном к наиболее поздним субвулканическим телам — гранит-порфирам и граносиенит-порфирам, локализованы преимущественно в породах с благоприятными физико-механическими свойствами вдоль пологих трещин конической периклинальной зоны и в местах их пересечений с вертикальными тектоническими разломами и трещинами. Вертикальный размах оруденения на этих месторождениях от нескольких сотен метров до 1 км, иногда более.

Выделено несколько этапов формирования сложного экструзивного купола: 1) возникновение под давлением внедряющейся кислой магмы краевого кольцевого разлома; 2) образование кольцевого горста и перекрывающего его большого экструзивного купола; 3) становление поздних куполовидных вулканов; 4) грабенообразное проседание кольцевого блока над опустошенным приповерхностным очагом и возникновение кальдеры проседания, почти горизонтальных трещин отрыва и зон конических периклинальных разломов и трещин, а также внешних и внутренних дуговидных разломов; 5) внедрение поздних субвулканических тел, формирование локальных полукольцевых разломов в прикальдерной зоне; подновление тектонических разломов; 6) проникновение в куполовидные вулканы кластолав (образование трубок взрыва); 7) подновление тектонических разломов и развитие новых и смещение ранних кольцевых разрывов, внедрение региональных даек; 8) возобновление подвижек по тектоническим и кольцевым разломам, подновление трещин и проявление постмагматических процессов.

Ю.А. Ивановым описана эволюция Ата-Кумкольского вулканического сооружения (Средняя Азия), образованного позднепермско-раннетриасовыми кислыми вулканитами. Среди них выделяются породы эффузивной фации (лавы, лавобрекчи, игнимбриты, туфы), жерловой (лавы, лавобрекчи) и субвулканической (лакколиты, дайки), сложенные кварцевыми порфирами, гранит-порфирами и граносиенит-порфирами, локализующимися в радиальных и кольцевых трещинах [28].

Ата-Кумкольское вулканическое сооружение, приуроченное к Кумбельскому глубинному разлому, имеет сложное строение и представляет собой сдвоенный вулкан центрального типа. Глубина вулканического очага 9–14 км. В деятельности вулканов Ата и Кумкол намечаются три этапа: 1) накопление наземных продуктов вулканизма; 2) становление лакколита, сложенного субвулканическими породами кислого состава; 3) образование Бабайтагской кальдеры, сопровождавшееся возникновением кольцевых и радиальных разломов.

Риолитовый вулканизм и рудообразование, по данным Ю.А. Иванова, разделены промежутком времени, в течение которого сформировались дайки основных пород. К Ата-Кумкольской вулканической структуре приурочено рудное поле. Граница его совпадает с зоной выклинивания вулканитов эффузивной фации. Рудоподводящим каналом служил Кумбельский глубинный разлом, рудораспределяющими — сбросы внутри кальдеры и по ее границе, приоткрытые при локальном проседании,

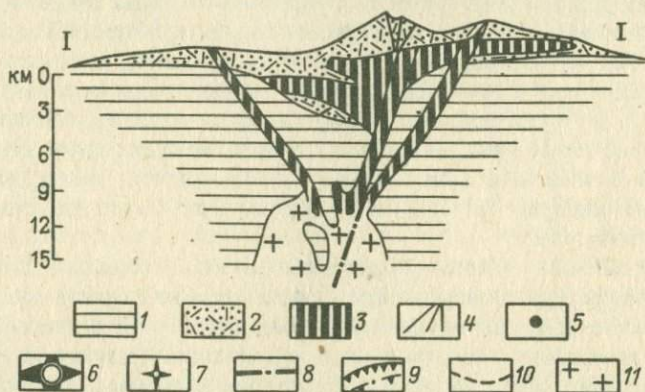
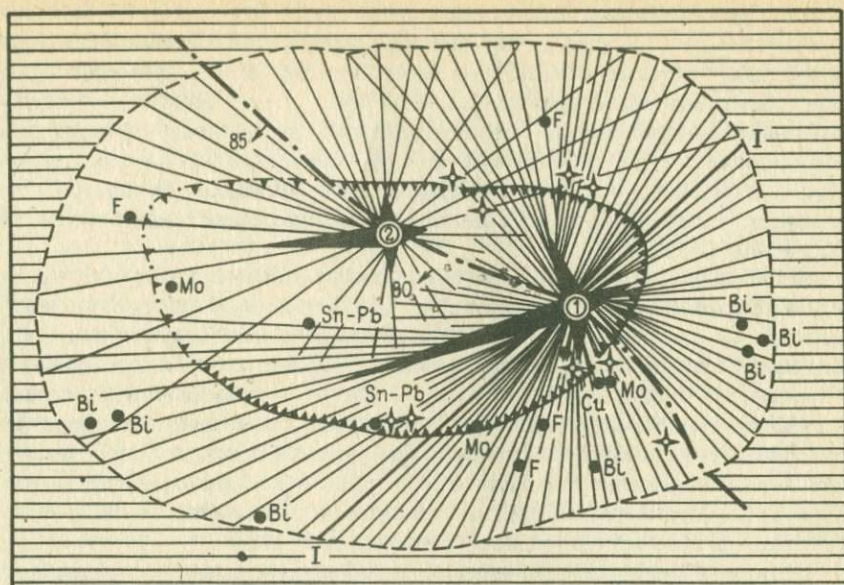


Рис. 46. Схема реконструкции Ата-Кумкольского вулканического сооружения и размещения в нем эндогенных месторождений (по Ю.А. Иванову).

1 – породы фундамента; риолитовые вулканиты: 2 – эффузивной фации (разрез), 3 – субвулканической фации (разрез), 4 – эффузивной фации (план); 5 – проявления эндогенной минерализации; 6 – жерла вулканов (1 – Кумкол, 2 – Ата); 7 – паразитические жерла; структурные элементы: 8 – Кумбельский разлом, 9 – граница Бабайтагской кальдеры, 10 – граница распространения вулканитов; 11 – консолидированный вулканический очаг

сопровождавшем кальдерообразование, и сдвиги за пределами кальдеры, сформированные при сжатии.

Все эндогенное оруденение локализовано у основания постройки в интервале глубин 0,2–3 км от ее реставрированной поверхности и в радиусе 20–30 км от центральных жерловин (рис. 46). На минимальном расстоянии от вулкана размещаются малосульфидные висмутовые

и медно-молибденовые проявления (4–8 км). Вероятная глубина их формирования 1,5–2 км. К границе кальдеры тяготеют редкометалльные проявления, глубина становления которых составляет примерно 1,5–1 км. На значительном удалении от жерл (14–30 км) расположены флюорит-полиметаллические и полисульфидные висмутовые проявления, сформированные на глубине 0,2–0,7 км. Вертикальный размах оруденения в районе 0,3–0,8 км. По данным декрепитации, температура образования главных рудных минералов месторождений изменяется от 200 до 340 °С [28].

Четко выраженная зональность различных типов оруденения относительно Бабайтагской кальдеры и центральных вулканических жерл, молодой, по сравнению с дайками диабазов, возраст оруденения, близкий минеральный состав руд, малый интервал глубин формирования и температур минералообразования — все это свидетельствует о едином постмагматическом среднетемпературном этапе минералообразования. Важным рудоконтролирующим фактором служил состав вмещающих пород: прожилково-вкрапленное оруденение локализовано в гранодиоритах, штокверковое редкометалльное — в риолитах, жильное флюоритовое — в пропилитизованных гранодиоритах [28].

Вулкано-структуры Срединного Тянь-Шаня и связанное с ними оруденение, по данным А.Е. Антонова, развивались в два этапа: со средне-позднекарбонным этапом конседиментационного прогибания, сопровождавшегося накоплением продуктов вулканизма среднего состава (андезит-дацитовая формация), связано жильное оруденение умеренно сульфидной и малосульфидной формаций; в ранне-позднепермский этап вулкано-структуры эволюционировали в наложенные локальные, выполненные кислыми вулканитами вулкано-тектонические депрессии, становление которых завершилось образованием жильных полиметаллических проявлений.

Ряд признаков (телескопированность, колломорфные структуры, низкая температура минералообразования, трубки взрыва и др.) свидетельствует о том, что оруденение обоих типов — вулканогенное. Оно размещается зонально по отношению к вулканоструктурам: полиметаллические проявления локализованы главным образом в кислых вулканитах и тяготеют к кольцевым зонам вулкано-тектонических депрессий, а сульфидные — к их внешним зонам, сложенным вулканитами андезит-дацитовой формации. Для оруденения обоих типов рудовмещающими являются секущие контакты жерловин и субвулканических тел, перегибы и сопряжения разрывов, пачки переслаивания лав, туфов, лаво-туфобрекчий, а экранами — плотные экстррузивы [28].

Эпоху позднепалеозойской тектоно-магматической активизации в Чаткало-Кураминском регионе И.А. Айзенштат разделяет на три этапа: 1) ранний вулканогенный (средний — поздний карбон), когда возникли линейные вулкано-тектонические депрессии, выполненные вулканитами трахиандезит-дацитовой формации; 2) интрузивный (ранняя пермь), в течение которого формировались в блоковых поднятиях мелкие порфировые интрузии гранитоидов и связанное с ними медно-молибденовое

и свинцово-цинковое оруденение; 3) поздний вулканогенный (пермь — триас), когда в участках пересечения глубинных разломов образовались кольцевые депрессии, выполненные вулканитами трахибазальт-риолитовой формации, с которой связано различное приповерхностное вулканогенно-гидротермальное оруденение — флюоритовое, медное и др.

На рудных полях развиты экструзивные и субвулканические купола (от андезитового до дацитового состава). В них вулканиты древних фаз расположены на периферии вулкано-структуры, молодых — в центральной ее части. Породы полого падают к центру структуры. Ядра куполов формировались в завершающую стадию процесса. Широко распространены автосубвулканические брекчии.

В вулкано-купольной постройке наблюдается концентрическая зональность фаций метасоматитов и оруденения: в ядре размещены метасоматиты первой внешней эпидот-карбонат-альбитовой зоны, они окружены зоной аргиллизитов с рудной минерализацией, за ней отмечается вторая внешняя серицит-хлорит-эпидотовая зона пропилитов. Рудные проявления локализованы по периферии ядра купола в радиальных и концентрических трещинах. Они приурочены к межформационным поверхностям, контактам субвулканических тел, секущим разрывам и эксплозивным брекчиям и часто расположены под экранами.

Интенсивное дробление пород вокруг ядра, возникшее вследствие просадки в купольной структуре, создало здесь зону высокой проницаемости для рудоносных растворов и способствовало рудоотложению.

Рудоносные вулкано-структуры развивались длительно (от среднего карбона до триаса включительно), в течение четырех этапов. В каменноугольный сформировался экструзивный купол, в котором в результате просадок образовались радиальные и концентрические трещины; в пермский этап интрузивный магматизм обусловил появление гранитоид-порфировых даек; в пермо-триасовый вокруг ядра купола были обновлены старые, заложены новые трещины, сформировалось оруденение; в альпийский этап вулкано-структура разрушалась, а отдельные ее части перемещались по разломам.

В истории становления Самгарской кольцевой структуры (до 20 км в поперечнике), приуроченной к Кураминскому антиклинорию и возникшей в конце позднего палеозоя (посторогенная стадия), Г.Т. Таджибаев выделяет два этапа: вулканический, длившийся, вероятно, около 2 млн. лет, и плутонический. Общая продолжительность формирования Самгарской структуры около 10 млн. лет. В основных чертах она образовалась в ранний вулканический этап. Начало этого этапа напоминает ранние фазы эволюции структур типа Вэллис. Вследствие опускания центрального блока вдоль кольцевых разломов формируется кальдера; возникают кольцевые дайки, а затем в центральном блоке происходит становление крупного (до 16 км в поперечнике) субвулканического тела.

В начале плутонического этапа внедряется аляскитовый лакколит, а в конце — гиабиссальные дайки диорит-порфириров и гранит-порфириров, образующие протяженный пояс, который прослеживается за пре-

делы кольцевой структуры. В последующем эта структура осложняется субвулканическими телами риолит-лейкобазальтовой и трахидолеритовой формаций.

Самгарская кольцевая структура контролирует проявления редкометального и медно-висмутowego оруденения, которые приурочены к кольцевым разломам, преимущественно к тем их участкам, которые неоднократно служили подводными каналами интрузий субвулканической и плутонической фаций [28].

Эволюция Лашкерекской вулканотектонической депрессии (кальдеры) и расположенного в ее краевой части, ограниченной полукольцевыми разломами, одноименного рудного поля (с полиметаллическим оруденением) изучена Ф.И. Исламовым и А.Е. Антоновым. Полукольцевые разломы образовались здесь в результате компенсированного опускания внутренней части кальдеры в позднем палеозое при извержении больших масс кислых вулканитов.

При проседании внутренних блоков в зонах ограничивающих депрессию полукольцевых разломов создавалась обстановка сжатия, способствовавшая заложению субпараллельных систем трещин скола. При этом векторы напряжений были ориентированы по радиусу к центру депрессии [28]. Ряд рудных зон связан с трещинами оперения полукольцевых разломов, а основная зона (Лашкерек-Тезкульская) субпараллельна полукольцевому разлому и примыкает под острым углом к линейному сбросо-сдвигу. Таким образом, рудовмещающие трещинные структуры Лашкерекского рудного поля возникли в результате вторичных напряжений при компенсационном опускании центральной части вулканотектонической депрессии.

В Кураминской зоне Срединного Тянь-Шаня С.Я. Липидус исследовал развитие орогенной Шаваз-Дукентской вулканотектонической депрессии в позднем палеозое. Оно осуществлялось в несколько этапов от среднего карбона до поздней перми, когда вблизи краевых разломов этой депрессии сформировались вулканические мульды — Карабашская, Чилтенская и другие (до 20 км в поперечнике), претерпевшие кальдерообразование и выполненные туфами, игнимбритами, лавами, экструзиями и субвулканическими телами риолитовой формации, с которой связано флюоритовое оруденение [28].

Б.Л. Овчинников и другие геологи показали особенности размещения близповерхностного оруденения и метасоматитов в пределах одной из вулканоструктур в Чаткальских горах, где становление позднепалеозойских вулканогенных формаций происходило в разновозрастных телескопированных вулканотектонических депрессиях, заложенных на среднепалеозойском фундаменте. Геотектоническая позиция рудного поля определяется пересечением меридионального глубинного разлома с субширотной зоной повышенной проницаемости, маркируемой позднепалеозойскими центрами вулканических извержений. Рудное поле приурочено к осевой части брахикупольного поднятия, возникшего в результате внедрения субвулканических интрузий на завершающей стадии развития вулканизма в регионе (ранняя пермь), и представляет

собой клиновидный тектонический блок, в котором проявлена система синвулканических разрывных нарушений.

В результате перемещений по разломам, ограничивающим рудное поле, внутри него формировались зоны локального тектонического растяжения северо-западного простирания, что привело к приоткрыванию разломов северо-восточного направления и выполнению их рудными жилами (под экранами пологих меж- и внутриформационных структур и дайками диабаз-гранофировой формации). Оруденение локализуется в кварц-адуляр-карбонатных жилах (формировались в 4 стадии), которые сопровождаются аргиллизитами. В зависимости от уровня эрозионного среза меняется характер распределения в них рудогенных элементов: на верхних горизонтах накапливаются сурьма, мышьяк, молибден и висмут, а свинец, цинк и медь выносятся, с глубиной концентрация сурьмы, мышьяка и висмута уменьшается, а свинца, цинка, меди и олова увеличивается. Исследование этих закономерностей позволило установить глубины эрозионного среза объектов, а также прогнозировать скрытое оруденение [28].

Связь вулканизма, метасоматизма и оруденения с орогенными структурами доказана Т.Ш. Шаякубовым и другими геологами на примере Чаткало-Кураминского региона. Среди важнейших орогенных структур выделяются глубинные разломы северо-восточного и северо-западного простираний, которые обуславливают блоковое строение региона, и зоны линейных сквозных дислокаций меридионального и широтного простираний, влияющие на размещение магматизма, вулкано-структур, полей метасоматитов и оруденения. Крупные ареалы ранне- и позднеорогенных андезитов и андезитодацитов размещаются в центральных частях блоков, где они приурочены к локальным линейным вулкано-структурам, заложенным вдоль зон сквозных дислокаций. Более поздние кольцевые вулкано-структуры риолитового вулканизма расположены в вершинах блоков и по периферии ареала андезитодацитов (Кураминский блок), а их центры — в узлах пересечения зон сквозных дислокаций [28].

Позднепалеозойский вулканизм сопровождался здесь образованием рудных, максимально проявленных в начале позднеорогенного этапа региональных (пропилиты) и локальных (поля вторичных кварцитов и зоны аргиллизации) метасоматитов. Затухание вулканизма в перми выразилось в сокращении масштабности распространения вторичных кварцитов, направленном развитии процессов пропилитизации со сменой более высокотемпературных парагенезисов низкотемпературными, усилением редкометалльно-полиметаллической специализацией метасоматитов.

С вторичными кварцитами ассоциируют рудные поля (большинство в Кураминском блоке), определяющие металлогенический облик региона. Обычно они приурочены к узлам пересечения линейных вулкано-структур зонами сквозных дислокаций. Рудные поля, тяготеющие к пермским вулкано-структурам, не имеют столь тесной связи с отмеченными метасоматитами. Оруденение всех типов сопровождается околорудными метасоматитами различных фаций глубинности (скарны, гум-

беиты, березиты, аргиллизиты и др.) и часто контролируется субвулканическими жерловыми и экструзивными фациями вулканитов, а также сопряженными с ними системами разломов. Для оруденения обоих этапов характерны дискретность и заметное отставание от соответствующего вулканизма [28].

Этапы формирования Камчикской вулкано-тектонической депрессии, находящейся в Центральной части Четкало-Кураминской зоны, описаны Е.В. Толкачевой. Заложение этой кольцевой депрессии связано с развитием пермского вулканизма, становление которого осуществлялось в два этапа, в каждом из которых выделяются пять циклов.

Ультракислый вулканизм первого этапа протекал в три цикла. В начале первого и второго циклов накапливались мощные ритмические пачки разнообломочных туфов, а в начале третьего — игнимбриты. Завершался каждый из циклов образованием экструзивных куполов и излияниями лав. В конце первого этапа произошла консолидация магматического расплава в близповерхностных магматических резервуарах и магмавыводящих каналах в виде субвулканических тел, некков, синвулканических радиальных и кольцевых даек. Сформировались также синвулканические и поствулканические кольцевые и радиальные жилы с кварц-карбонат-флюорит-полиметаллической и редкометальной минерализацией. На современном эрозионном срезе вулканиты риолитовой субформации слагают внешнее обрамление Камчикской кольцевой вулкано-тектонической депрессии, составляя около 10 % ее площади.

Трахилпаритовый вулканизм проявился в два цикла, для каждого из которых главным было становление субвулканических тел. Вулканическая деятельность четвертого цикла характеризуется интенсивными эксплозиями. Завершился он образованием экструзивов и субвулканических тел, что было обусловлено блоковыми движениями вулканической постройки и перемещением магматических масс из периферического очага в более верхние горизонты. При консолидации сформировались субвулканические тела гранит-порфиров и риолитовых порфиров. Разнообразные субвулканические тела пятого цикла (сиенито-диориты, сиениты, кварцевые сиениты, гранофиры) концентрируются в центральной части депрессии, трассируя кольцевую структуру и являясь ее корневой частью; покровные фации эродированы.

С консолидацией магматических очагов в конце второго этапа связано широкое развитие контракционных трещин, одни из которых "залечены" кислыми дайками, а другие послужили рудолокализирующими структурами для кварц-флюоритовой, карбонат-барит-полиметаллической, кварц-медно-висмутовой и другой минерализации. Отдельные более глубокие трещины, достигавшие первичного магматического очага, служили каналами для расплавов основного состава. Их корневые части в виде диабазовых, гибридных и более сложных даек фиксируются на современном эрозионном срезе.

Геологически аномальные площади, характеризующиеся высокой тектоно-магматической активностью, выделяются на Южном Памире Х.С. Таджидиновым как магматогенно-рудные узлы (площадь до

500 км<sup>2</sup>) и магматогенно-рудные районы. Последние объединяют ряд пространственно сопряженных магматогенно-рудных узлов, имеющих общую тектоно-магматическую историю [28].

Магматогенно-рудные узлы, приуроченные к местам пересечения тектонических блоков глубинными разломами, представляют собой вулканотектонические структуры (депрессии, поднятия). Магматические процессы начинаются с образования вулканитов основного, среднего-основного состава, которые сменяются гранитоидным магматизмом и завершаются становлением вулканических или субвулканических пород среднего-основного, иногда кислого состава. Главная особенность металлогении отдельных узлов (районов) — комплексный характер весьма разнообразных по составу и условиям формирования рудопроявлений: магматогенных (вулканогенных, субвулканических, плутонических), метаморфических и вулканогенно-осадочных. На Южном Памире выделены 23 магматогенно-рудных узла [28].

А.Ф. Гончаруком, В.В. Науменко и В.А. Степановым установлено, что в Закарпатье определяющую роль в размещении гидротермального оруденения играют плиоценовые очаговые структуры. Под такими структурами указанными авторами понимается локальная форма проявления тектоно-магматической активизации, обязанный своим происхождением как непосредственному воздействию (подъем, извержение) магматических масс, так и процессам, сопутствующим магнообразованию — разуплотнению глубинных горизонтов, образованию очагов и т.д. [4].

Плиоценовые очаговые структуры, миоценовые вулканотектонические структуры сформировались на поздней стадии неогенового этапа эволюции Карпато-Паннонского мегасвода. Эти структуры базальт-андезит-риолитовой формации и участки развития гидротермального ртутного, мышьякового и сурьмяного оруденения приурочены к концентрическим глубинным разломам, расположенным на границе внутренней и внешней структурных зон мегасвода. Различают простые (40—50 км в поперечнике) и гетерогенные (80—120 км) структуры первого порядка. К первым относится Бужорская очаговая структура, состоящая из вулканокупольных структур диаметром 10—15 км. Вторые морфологически выражены как сложнблоковые сводные поднятия (Рунское, Солотвинское), которым подчинены очаговые кольцевые вулканокупольные структуры диаметром 25—30 км, и блоково-сводовые тектоногенные поднятия. Оруденение связано с гетерогенными очаговыми структурами (одноименные рудные узлы).

Латеральная ртутнорудная зональность в пределах гетерогенных очаговых структур первого порядка проявлена в закономерной смене вулканогенного оруденения, приуроченного к вулканокупольным структурам, телетермальным, размещающимся в пределах тектоногенных поднятий, соответствующих рудным районам. Типоморфные рудообразующие элементы для районов развития вулканогенного оруденения — свинец, цинк, олово, молибден; телетермального — мышьяк, сурьма.

Очаговые вулканокупольные структуры характеризуются концентрической (относительно центральных вулканоинтрузивных поднятий)

геохимической зональностью, осложненной зональностью более высоких порядков, связанной с экструзивно- и интрузивно-купольными структурами. В общем виде она выражается в смене от центра к периферии следующих рудногеохимических ассоциаций: медь, молибден, олово, висмут (ртуть) — свинец, цинк (ртуть, олово, медь, молибден) — ртуть (свинец, цинк).

Приуроченность ртутнорудных узлов только к крупным гетерогенным очаговым структурам позволяет предполагать большую глубину (60–80 км) расположения "первичного" источника ртутоносных растворов. Проявление самостоятельной рудногеохимической зональности свидетельствует, вероятно, о существовании вертикальной эшелонированной системы "вторичных" рудогенерирующих очагов [4].

Остановимся на характеристике вулканогенных структур Сибирской платформы (на примере вулканоструктур Тунгусской синеклизы). Ю.И. Дараган-Сушев подчеркивает ритмичность позднепалеозойско-раннемезозойского платобазальтового вулканизма Тунгусской синеклизы и его значение для прогнозирования полезных ископаемых. Так, промышленные концентрации полезных ископаемых на Сибирской платформе сосредоточены в узкой широтной зоне по долинам Нижней Тунгуски и Нидыма и связаны с областью развития шаровых лав в подошве нидымской свиты. Проявления самородной меди наблюдались во всей вулканогенной толще в зонах повышенной проницаемости, но промышленное скопление самородной меди на севере синеклизы локализовано в карбонатных породах [28].

Вулканыты трапповой формации в южной части синеклизы накапливались, по данным А.И. Скрипника, в течение нескольких этапов. К концу раннего триаса завершилось формирование мощной (1500–1600 м) вулканической формации основного состава. К ней приурочены все месторождения и проявления магнетитовых руд, кальцитовой минерализации, сульфидов свинца, цинка и меди, целестобарита и поделочных камней. Это гидротермально-метасоматические образования, связанные с мантийными магматическими очагами; более 60 % всех проявлений контролируются вулканотектоническими структурами. Последние расположены обычно по бортам вулканотектонических депрессий, причем, чем контрастнее выражены структуры, тем сложнее и масштабнее проявлено рудообразование [28].

Раннемезозойские вулканотектонические структуры на юге Тунгусской синеклизы, по данным В.Г. Домышева, сопряжены с крупнейшим внутриплатформенным линеamentом — Ангаро-Вилуйским глубинным разломом. Частные вулканоструктуры, связанные с многофазовыми магматическими процессами, возникали на фоне дифференцированных движений при главенствующей роли нисходящих. Выделяются отдельные районы, в которых широко распространены вулканотектонические структуры второго порядка (очаговые) и вулканотектонические комплексы третьего порядка, наиболее характерные для железорудных месторождений ангаро-илимского типа. Большинство из них — сложные геологические тела (трубки взрыва), в которых сосредоточены

эксплозивные, интрузивные и метасоматически измененные породы трапповой формации. Осложнение первичного залегания пород в них проявилось в постмагматическую стадию компенсационных опусканий (амплитуда до 200 м, иногда более). На завершающем этапе формирования во многих вулcano-структурах происходила интенсивная циркуляция средне-низкотемпературных рудоносных гидротермальных растворов.

Вулcano-тектонические структуры второго порядка, которые соответствуют магматическим очагам глубокого заложения, в плане выражены в виде овальных или кольцевых форм. Они состоят из нескольких сближенных вулканических трубок [28].

В заключение следует подчеркнуть некоторые особенности глубинного строения, эволюции и рудоносности вулcanoгенных структур в орогенных зонах и областях активизации; они в значительной мере сходны с таковыми вулcano-структур областей современной и молодой вулканической деятельности. Так, отмечаются примерно те же глубины первичных и вторичных магматических очагов, становление которых обусловлено разуплотнением глубинных горизонтов и другими процессами. Глубины первичных очагов от 60 км в одних регионах до 120 км в других. Очаги полигенной магмы находятся на глубине 20–30 км. Периферические приповерхностные очаги, имеющие в поперечнике 5–6 км, расположены на глубинах от нескольких километров до 10 км (иногда до 14 км).

Глубинное строение сводовых поднятий, распространенных в областях активизации, например в Восточном Забайкалье, характеризуется увеличенными мощностями гранитно-метаморфического (до 7 км) и прогибами кровли базальтового (до 22 км) слоев. Депрессионные структуры, наоборот, обладают меньшими мощностями (до 5 км) первого слоя, развитого к тому же локально; вместе с тем под депрессиями находятся поднятия кровли базальтового слоя, залегающего на глубине 13–15 км. Соответственно с этим выделяются два типа рудоносных вулканических структур: сиалического профиля в сводах, к которым приурочены вулcano-плутонические ассоциации кислого состава с проявлениями редких металлов (олова, молибдена), и фемического, соответствующих депрессиям, выполненным главным образом вулканиками основного и среднего состава с проявлениями свинца, цинка, мышьяка и флюорита.

Весьма разнообразны структуры областей активизации. Так, в Забайкалье они представлены следующим морфогенетическим рядом: интрузивные, вулcano-интрузивные, вулcano-экструзивные, стратовулканические, палеокальдеры, вулcano-тектонические, вулcano-седиментационные и седиментационные впадины [32]. По мере становления этих структур, а также подобных в других регионах, в том числе орогенных, периферические магматические очаги перемещаются из более глубоких горизонтов в приповерхностные.

Рудоносные вулcanoгенные структуры формируются длительно — в несколько (три-четыре) этапов общей продолжительностью от нескольких миллионов до многих десятков миллионов лет.

Сводовые поднятия испытывают как центростремительное, так и центробежное развитие. Например, на площади Балхашского мегасвода крупные вулканоструктуры образовывались сначала в его осевой части, а позднее на периферии, при этом свод расчленялся на секториальные блоки. Позднеегерцинские кольцевые вулканоструктуры в Джунгаро-Балхашской области, формировавшиеся часто в орогенных впадинах, осложнявших сводовые поднятия, наоборот, характеризовались центростремительным развитием: сокращались размеры вулканогенных мульд, возрастало значение кольцевых и конических разломов, к которым были приурочены вулканы флюид-порфировых комплексов.

Купольно-кольцевые структуры также претерпевают сложную эволюцию, как, например, Неорчанская структура на Северо-Востоке СССР. Здесь на фоне общего поднятия возникла вулканическая мульда, затем произошло становление купола, сопровождавшееся интрузией гранитоидов. После этого в периферической зоне образовались кальдеры и грабены, в заключительную стадию вновь сформировался купол.

Сложные кальдерные структуры, которые часто встречаются в орогенных и активизированных областях, также развиваются длительно, непрерывно-прерывисто со сменой извержений лав основного и среднего состава на ранних стадиях вулканизма кислого состава на поздних, сокращением ареала вулканизма, локализацией его в центральных, наиболее опущенных участках, т.е. этим структурам свойственна центростремительная тенденция формирования.

Цикличность, отмечающаяся в развитии вулканизма, вулканоструктур и оруденения, как, например, в Джунгарском Алатау, обусловлена связью вулканизма с различными глубинными слоями земной коры: для начала цикла характерны андезитоидный вулканизм мантийного происхождения, вулканы центрального типа (стратовулканы), проявления меди и благородных металлов, а для его завершения — риолитоидный коровый вулканизм вдоль линейных и глубинных разломов. При смещении мантийного и корового магматизма образовывались гибридные магмы, с которыми связаны медно-порфировые и медно-молибден-порфировые месторождения.

Длительная эволюция присуща, например, в Чаткало-Кураминском регионе вулканотектоническим депрессиям, которые вначале были линейными, затем преобразовались в кольцевые вулканические депрессии. В последние телескопически были вложены резургентные кальдеры, в центре которых формировались вулканические купола, сложенные трахитами. В заключение омолаживались линейные структуры, вмещающие пояса субвулканических даек. Становление каждого типа структур связано с ритмом вулканизма, развивавшегося от средних до кислых и щелочных пород.

Следует подчеркнуть важную роль сочетания кольцевых вулканических и вулканоплутонических структур с линейными тектоническими зонами; к узлам их пересечения приурочены жерловины, вулканические купола или субвулканические тела, т.е. локальные структурные формы, в пределах которых размещаются месторождения или рудные тела. Мел-

кокупольные структуры часто образуются в один этап. Однако крупные вулканические купола, в том числе экструзивные, обладают достаточно сложным строением и формируются в течение нескольких стадий.

Важное значение для рудоносности имеет магматическая и тепловая проницаемость. Она может быть рассеянной, что более характерно для ранних стадий эволюции вулкано-структур; такая проницаемость неблагоприятна для концентрации оруденения. Другой тип — сосредоточенная проницаемость — отмечается на поздних стадиях, когда проявляется центростремительное развитие вулкано-структур, их телескопирование. Для подобной проницаемости, когда возобновляется связь с глубинными слоями земной коры, характерна концентрация оруденения, выражающаяся в формировании месторождений полезных ископаемых.

В описанных вулканогенных структурах областей орогенеза и активизации проявлена рудногеохимическая зональность, как, например, в Неорчанской купольно-кольцевой структуре, вулкано-купольных структурах Карпат. Изменяется генетический тип и состав руд месторождений в морфогенетическом ряде структур: с интрузивными ассоциируют редкометальные грейзеновые и высокотемпературные месторождения, с вулканогенными — средне- и низкотемпературные свинцовые, цинковые и флюоритовые, а с вулканоседиментационными депрессиями — низкотемпературные месторождения, содержащие флюорит, аурипигмент, реальгар и антимонит [32]. Вертикальная зональность также бывает проявлена в вулкано-структурах, например в Чаткальском районе [28]. Хорошо взаимосвязаны между собой горизонтальная и вертикальная зональность оруденения, например в Ата-Кумкольской вулкано-структуре.

### ОСНОВНЫЕ ПРИНЦИПЫ ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Палеовулканология, занимающаяся исследованием древнего вулканизма и продуктов его деятельности, — самостоятельное направление вулканологии. Обособление палеовулканологии как учения о древних вулканах в нашей стране произошло более 35 лет назад, когда А.Н. Заварицкий разграничил собственно вулканологию и изучение потухших вулканов, которое назвал "вулканическая геология, или палеовулканология". Он подчеркнул значение метода актуализма при палеовулканологическом изучении. Дальнейшее развитие палеовулканология получила благодаря трудам В.И. Влодавца, И.В. Лучицкого, Е.Ф. Малеева, А.Е. Святловско-го, Г.М. Фремда, Т.И. Фроловой и других ученых [20, 31, 40].

Палеовулканологические исследования привлекли к себе внимание многих геологов благодаря тому, что к вулканическим формациям приурочены вулканогенные и вулканогенно-осадочные месторождения многих видов полезных ископаемых. В связи с этим достигнуты большие успехи в изучении рудоносности вулканогенных формаций, что привело к расширению минерально-сырьевой базы Советского Союза. Установлена промышленная рудоносность вулканогенных формаций любого возраста — от докембрийских до кайнозойских включительно, образующихся при различных геотектонических режимах (геосинклинальный, орогенный, платформенный и активизации платформ).

Палеовулканологический анализ проводится в металлогенических провинциях, сложенных вулканическими формациями разнообразного возраста: кайнозойского (Камчатка, Курилы), мезо-кайнозойского (Северо-Восток СССР, Приморье, Закавказье, Карпаты), палеозойского (Сибирь, Урал, Алтай, Казахстан, Средняя Азия) и докембрийского (Карелия, Кольский полуостров, Украина, Сибирь). При исследовании площадей распространения вулканогенных и колчеданных месторождений — рудных районов и полей — большое значение приобрел детальный палеовулканологический анализ, разработанный М.Б. Бородаевской, С.Н. Ивановым, А.И. Кривцовым, Н.П. Лаверовым, В.А. Прокиным, Н.С. Скрипченко, П.Ф. Сопко, В.С. Шарфманом и другими геологами [2, 17, 19, 30, 33, 37, 42].

Изучение вулканических формаций сопряжено с известными трудностями, вызванными сложностью их стратификации, неоднородным строением вулканогенных толщ, изменчивостью фаций и мощностей, часто недостаточной фаунистической охарактеризованностью. Нередко приходится сталкиваться с несоответствием объемов и возрастных границ вулканогенных формаций и биостратиграфических или литологических единиц, что связано с неравномерным развитием процессов вул-

канизма в отдельных структурно-фациальных зонах и блоках, миграцией его во времени от одной зоны к другой. Вулканические структуры в древних областях сильно денудированы и перекрыты более молодыми отложениями. В интенсивно дислоцированных зонах вулканогенные комплексы подвергались неоднократным деформациям, в результате которых образовались лежащая изоклиальная складчатость, антиморфные и синформные складки, зоны дислокационного метаморфизма, повышенного расщепления и другие специфические метаморфогенные структуры, усложняющие палеовулканологические реконструкции.

Палеовулканический анализ — один из важнейших методов исследований в металлогенических провинциях, сложенных рудоносными вулканическими формациями или вулcano-плутоническими ассоциациями. Палеогеологические исследования представляют собой комплекс ретроспективных методов изучения. Они проводятся в настоящее время на площадях рудных районов, полей и месторождений с целью разработки теории формирования и размещения месторождений полезных ископаемых, особенно полигенных и полихронных, а также проверки существующих и выявления новых критериев прогнозирования и поисков рудных тел. В этот комплекс входит палеогеографический, палеофациальный, палеогеогеологический, палеомагматический (в том числе палеовулканологический), палеодинамический и другие методы ретроспективного анализа, главная цель которого — реконструкция условий становления и сохранения месторождений полезных ископаемых. Только при всестороннем анализе могут быть синтезированы и рассмотрены во взаимосвязи разнообразные фактические данные: состав, строение и условия залегания рудных тел и вмещающих пород, их метаморфизм, состав газовой-жидкой включений, структурная позиция месторождений и т.д. Такие исследования, согласно данным Е.А. Баскова, В.С. Домарева и Д.В. Рундквиста, позволяют объяснить причины возникновения рудных концентраций, дальнейшего сохранения или уничтожения рудных залежей.

Комплексные палеогеологические исследования проведены были, например, с целью выяснения условий возникновения урановых месторождений в вулканических депрессиях [19]. С континентальными палеоструктурами этого типа бывают связаны крупные близповерхностные месторождения медно-молибденовых, урановых, полиметаллических, барит-полиметаллических, флюоритовых и других руд. Эти гидротермальные рудные залежи вулканогенных месторождений образуются на завершающей стадии вулканической деятельности при формировании кальдер и даек регионального распространения.

Большую роль при рудоотложении играли физико-механические свойства горных пород. На примере одной из рудоносных палеовулканических депрессий Н.П. Лаверовым и В.Л. Барсуковым была создана пространственная модель, в которой показаны первичные породы, различающиеся по этим свойствам, и, таким образом, выяснены условия, при которых происходила циркуляция гидротермальных растворов.

Палеогидродинамические условия локализации медноколчеданных

руд были реконструированы А.А. Пэком, В.С. Требухиным и другими исследователями на примере Гайского рудного поля. Палеогеодинамическая обстановка формирования структур рудных полей и месторождений, в том числе вулканогенных и колчеданных, анализируется В.И. Старостиным.

Для вулканогенных формаций древнего возраста или находящихся в зонах смятия (например, в Иртышской на Алтае) задачи, связанные с палеореконструкцией, согласно данным В.И. Робонена, С.И. Рыбакова и других геологов, значительно усложняются. Они заключаются в установлении первичных фацальной принадлежности и состава вулканитов, их генетического типа, выяснении исходного залегания отдельных потоков лав или пластов туфогенно-осадочных отложений [23]. Далее определяется первичное пространственное и стратиграфическое положение в разрезе отдельных вулканогенных фаций. На основании этого реконструируются вулканические постройки и структуры, изучаются их взаимоотношения со складчатыми структурами. Решаются также такие вопросы, как палеогеографические и геотектонические условия вулканизма, влияние последнего на осадконакопление и рудообразование. Воссоздаются первичные условия автометаморфических изменений и вулканогенного рудоотложения, для чего "снимаются" более поздние процессы наложенного рудообразования — гидротермального, скарнового, метаморфического и др.

*Задачи детального палеовулканологического анализа.* Этот анализ, проводимый на площади рудных районов и полей для выяснения закономерностей размещения месторождений, связанных с вулканизмом, заключается в следующем: 1) выяснении геолого-геоморфологических признаков вулканогенных структур; 2) детальном расчленении рудоносных формаций и уточнении их границ, выделении вулканогенных комплексов, их геологических, петрографических, петрохимических и геохимических черт, формировавшихся в определенные этапы, в конкретных зонах и структурах; 3) исследовании фаций рудовмещающих вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований (лавовые, пирокластические, туффитовые, экструзивные, жерловые, суб-гиповулканические и др.), зон их распространения по вертикали и латерали; 4) определении степени сохранности — денудации, эрозии, захоронения и деформации — вулканических сооружений на основании изучения вертикальной зональности фаций вулканитов (поверхностные, суб-гиповулканические) и по другим признакам; 5) выделении рудоносных вулканических и вулcano-тектонических структур; 6) фиксации фаз складчатости, деформирующих эти структуры; 7) установлении этапов эволюции рудоносных структур — дорудных, внутрирудных и послерудных; 8) составлении палеовулканологических реконструкций; 9) выяснении закономерностей размещения рудных узлов и полей в пределах рудоносных вулканических зон; 10) изучении структурно-формационно-фацальной приуроченности месторождений — связи с вулканогенными комплексами и их фациями, типом рудоносных вулканических и вулcano-тектонических структур и с их элементами, определяющими локализацию рудных тел

и околорудных метасоматитов; 11) выявлении локальных вулканогенно-рудных центров, истории их развития, места в ней оруденения и его генетического типа (гидротермально-осадочное, гидротермально-метасоматическое, комбинированное и др.); 12) определении геодинамических условий становления вулканических структур и рудообразования; 13) установлении палеовулканологических критериев поисков вулканогенных месторождений и использовании результатов палеовулканологического анализа при крупномасштабном прогнозировании.

*Методы палеовулканологического анализа рудных районов и полей.*

Этот анализ, проводимый на основе специализированных геологических карт масштабов 1 : 100 000 – 1 : 50 000 для рудных районов или 1 : 25 000 – 1 : 10 000 (и более детальных) для рудных полей, составленных с обязательным использованием аэрофотометодов, представляет собой комплекс как традиционных, так и новейших методов исследований. Он включает следующие их виды: 1) геолого-геоморфологические, иногда сопровождающиеся морфоструктурным анализом вулканических построек; 2) детальный палеоформационный анализ вулканогенных толщ; 3) детальный палеофациальный анализ вулканических образований (с выделением зон их развития по латерали и вертикали), представляющий собой ведущий метод при палеовулканологических исследованиях; 4) петрографическое, петрохимическое и геохимическое изучение вулканитов; 5) анализ геофизических данных – магнито-, электро-, гравиметрических, сейсмических и других – с целью уточнения строения вулканических построек, особенно захороненных, обнаружения корневых частей палеовулканов и рудных полей, определения глубины залегания рудоносных периферических очагов, в целом – для выявления вулканогенно-рудных центров; 6) анализ геохимических аномалий, связанных с различными вулканогенными структурами, фациями вулканитов, метасоматитов и типами руд; 7) палеоструктурные исследования, заключающиеся в установлении первичной и вторичной полосчатости вулканитов, линейной ориентировки минералов (с использованием микроструктурного анализа), вулканических и тектонических структурных элементов – трещин, складок и др.; 8) петрофизический анализ вулканитов, метасоматитов и руд с целью выделения групп пород, благоприятных и неблагоприятных по физико-механическим свойствам для оруденения, выяснения эволюции этих свойств в результате метаморфизма и других процессов; такой анализ сопровождается составлением петрофизических карт, схем и разрезов; 9) тектонофизические исследования, проводящиеся для изучения тектонических полей напряжений на различных этапах эволюции сложных вулканотектонических структур; 10) структурно-петрофизический анализ, заключающийся в выявлении первичной (петроструктурной) и вторичной (деформационной) анизотропии вулканитов, метасоматитов и руд путем измерения с помощью ультразвука на специальной аппаратуре скоростей прохождения упругих волн – продольных, поперечных, поверхностных; 11) термобарогеохимические исследования расплавных включений с целью определения температур становления вулканогенных пород; 12) палеореконструкции

различных этапов развития как отдельных вулканических и вулканотектонических структур, так и структуры рудного района или поля (это один из основных методов палеовулканических исследований); 13) моделирование различных типов вулканических и вулканотектонических структур рудных полей и месторождений; 14) анализ размещения руд различного генезиса и возраста в связи с формационными, фаціальными и структурными особенностями рудоносных вулканогенных комплексов; 15) геодинамический анализ формирования вулканогенных структур и рудообразования; 16) методы математической обработки материалов с применением ЭВМ; 17) разработка палеовулканологических критериев поисков месторождений.

При применении указанных методов палеовулканологических исследований важную роль играет актуалистический подход. Здесь приведен наиболее полный комплекс различных методов исследований в связи с тем, что вулканотектонические структуры и ассоциирующие с ними месторождения — сложные, часто полигенные и полихронные образования. Однако в зависимости от типов этих рудоносных структур и вулканогенных месторождений, которые определяются приуроченностью к тому или иному типу вулканогенных поясов (островодужные, краевые или внутренние континентальные и др.), намечается наиболее рациональный комплекс методов детального палеовулканологического анализа района или поля.

Условия таких исследований отличаются для рудных полей раннегеосинклинальных, орогенных и платформенных областей, а также зон активизации. Это следует, например, из сопоставления палеовулканологических исследований, проводимых на площадях колчеданосных рудных районов, на которых развиты раннегеосинклинальные вулканогенные формации (Урал, Алтай и др.), редкометалльных и золото-серебряных рудных районов, которые находятся в вулканогенных поясах орогенных областей и зон активизации (Северо-Восток СССР, Дальний Восток, Забайкалье, Центральный Казахстан). В частности, на площади последних широко применяется морфоструктурный анализ для выявления различного типа крупных вулканоструктур (очаговые, кальдерные, кольцевые и др.), характерных для рудных районов и определяющих позицию рудных полей. В колчеданосных районах, сложенных раннегеосинклинальными вулканогенными формациями, этот анализ менее эффективен и поэтому обычно не используется.

## СТЕПЕНЬ СОХРАННОСТИ ВУЛКАНОГЕННЫХ СТРУКТУР

Степень сохранности вулканов (эродированность, деформированность и захороненность) играет важную роль при выборе комплекса методов палеовулканологического анализа. Основной метод геологических исследований, в том числе и палеовулканических реконструкций, — геологическое картирование. Оно бывает крупномасштабным или детальным, в зависимости от масштаба объекта изучения. При картировании вулканических комплексов учитываются их принадлежность к рядам форма-

ций — геосинклинальным, орогенным, платформенным или областей активизации, — а также особенности фаций и состава вулканитов, наличие не только стратифицированных, обычно резко изменчивых, линзующихся, вулканогенных отложений, но также жерловых, экструзивных и субвулканических образований. Распространение тех или иных типов пород в районе зависит от сохранности первичных вулканических структур. В областях молодого и особенно современного вулканизма они обычно сохранены лучше, чем в регионах, сложенных вулканогенными формациями мезозоя, палеозоя или докембрия.

*Степень эрозионного среза.* Выделяются области с различной глубиной эрозионного среза — малой, средней и большой. Вулканы с различной глубиной среза (слабо-, умеренно- и глубокоэродированные) отличаются по геологоструктурным, петрографическим, фаціальным и некоторым другим признакам (табл. 4).

У слабоэродированных вулканов большинство форм вулканического рельефа не изменено. Такие вулканы встречаются в областях современного и молодого вулканизма. У умеренно эродированных вулканов, известных, например, среди позднепалеозойских вулканов Центрального Казахстана, а также мезозойских вулканов Дальнего Востока, вулканические формы рельефа, как правило, не сохранились, а корневые части вулканов не вскрыты.

Глубокоэродированные вулканы представлены вскрытыми корневыми частями вулканических аппаратов в виде сложных систем радиально-кольцевых трещин, выполненных субвулканическими телами различной формы. В центральных частях (периферических камерах) отмечаются гиповулканические интрузии и даже гранитоидные плутоны. Среди глубокоэродированных вулканов Центрального Казахстана известны позднепалеозойские вулканы центрального и трещинного (линейного) типов. Эти вулканы обычно не деформированы, характеризуются пологим, не нарушенным складчатостью залеганием вулканитов. Такая же картина наблюдается и в платформенных областях (например, на Сибирской платформе) — имеются в виду вулканы чехла платформ. Вместе с тем древние вулканы раннегеосинклинальных этапов развития складчатых областей, особенно в зонах смятия и на щитах бывают весьма сильно деформированы, например палеовулканы в Северо-Восточной и Иртышской зонах смятия Алтая, на Среднем Урале, а также в Карелии, Канаде, Австралии и в других регионах древнего— докембрийского—вулканизма. В некоторых случаях с известной долей условности можно говорить о выделении "глубинных очаговых зон вулканов" [24].

Рассмотренная здесь группировка вулканических аппаратов по глубине эрозионного среза не всегда находится в соответствии с возрастом слагающих их вулканических комплексов [13]. Так, в докембрийских формациях Карелии сохранились умеренно эродированные и слабодислоцированные вулканические сооружения.

Несколько иная группировка вулканических сооружений по степени денудационного среза приводится В.Г. Тихомировым. Первый уровень

Таблица 4

Классификация вулканических аппаратов в зависимости от глубины эрозионного среза (по В.В. Донских)

Вулканические аппараты	Характерные признаки				Примеры
	геологоструктурные	петрографические	фациальные и др.	геофизические	
Слабоэродированные	Вулканические постройки, выраженные в рельефе; кальдеры и депрессии с преобладанием вулканических форм рельефа; экструзивные купола, радиальные трещины, круговые и секторные сбросы; несогласия, столбчатая отдельность жерловых пород	Эффузивный облик жерловых пород (лавы, туфы, туфолавы и брекчии); флюидальные, пузыристые, миндалекаменные структуры и т.д.	Преобладание среды вулканических пород прижерловых фаций; низкотемпературные изменения пород (аргиллизация, алунитизация и др.)	Изометричные магнитные аномалии, обусловленные рельефом вулкана; пониженные значения поля силы тяжести над вершинами кальдерами взрывного происхождения	Вулканы: Головина, Менделеева (Курильские острова); Авачинская Сопка (п-ов Камчатка); Арагац, Большой Аждаак, Гюзюнюл (Армения)
Умеренно эродированные	Реликты вулканических построек (мезы), эродированные купола; некки; кальдеры и грабены с остатками вулканических толщ; радиально-концентрические трещинные структуры; субвулканические и интрузивные тела	Появление пород гиповулканического облика	Появление вторичных кварцитов и пропилитов, а также пород фундамента среди вулканических толщ	Кольцевые магнитные аномалии	Жантау, Серек (Центральный Казахстан), Каменушинская вулканическая структура (Малый Хинган)
Глубокоэродированные	Преимущественно кольцевые структуры с признаками периклиналиного и центриклиналиного замыкания вулканогенных пород; глубоко эродированные кальдеры и депрессии, вулканы, сохранившиеся только в наиболее опущенных блоках; гипабиссальные интрузии в центральных и периферийных частях кольцевых кальдерных структур	Полнокристаллические структуры гипабиссальных пород	Широкоё развитие пород фундамента, вторичных кварцитов и пропилитов	Кольцевые магнитные аномалии; аномалии пониженных значений, связанные с интрузивными телами	Палеовулканические структуры: Минцен, Кугульдур, Машак, Байназар, Жантау, Актогай (Центральный Казахстан)

среза (до 300 м) — вулканические сооружения не разрушены или слабо денудированы; второй (в среднем 300—500 м) — сохраняются лишь некоторые элементы первичных вулканических форм; третий (500—3000 м), свойственный обычно древним областям — вулканический рельеф утрачен полностью, спорадически развиты апикальные части гранитных массивов, по-видимому, относящиеся к вулканоплутоническим ассоциациям; четвертый (500—4000 м) — также срезан вулканический рельеф, но, наряду с вулканическими покровами, жерловыми и субвулканическими образованиями, широко проявлены гранитные массивы; пятый уровень среза (около 5000 м) — преимущественно наблюдаются корневые части вулканических сооружений, разнообразные интрузивные породы вулканоплутонических ассоциаций [24].

В Рудно-Алтайской палеовулканической провинции каждая вулканическая структура, вулканотектонический блок и вулканогенно-рудный центр характеризуется тем или иным уровнем среза. Этот регион — область распространения средне- и глубокоэродированных вулканов. При этом различные фации вулканитов встречаются на втором, третьем и четвертом уровнях среза (по В.Г. Тихомирову). По преобладанию тех или иных фаций фиксируются три вертикальные зоны их распространения: поверхностная — приповерхностная, субвулканическая и гиповулканическая.

Глубинность формирования вулканогенных месторождений и степень эрозионного среза вулканогенных структур дают возможность прогнозировать вероятные структурно-морфологические типы месторождения, как это сделано В.М. Константиновым на примере рудоносных вулканотектонических депрессий.

*Погребенность вулканогенных структур.* Сохранность древних вулканических структурных форм определяется не только глубиной эрозионного среза; она зависит для палеовулканических областей и от их последующего геологического развития. Палеовулканические области В.Г. Тихомиров разделяет на несколько групп: 1) погребенные, полностью пенепленизированные и даже трансгрессивно перекрытые более молодыми отложениями; 2) погребенные, частично денудированные и захороненные; 3) вторично вскрытые, испытавшие после перекрытия новые поднятия и повторную денудацию; 4) открытые (современные и новейшие), претерпевшие поднятия, но не перекрытые молодыми осадками [9]. Рудный Алтай в целом относится ко второй группе палеовулканических областей, однако некоторые вулканотектонические блоки могли испытать неоднократные поднятия и денудацию, т.е. могут принадлежать к третьей группе.

*Степень дислоцированности вулканогенных структур.* Она бывает различной в пределах одного региона, сложенного почти одновозрастными вулканогенными комплексами. Примером этого могут служить вулканотектонические структуры рудных полей колчеданных месторождений Урала и Алтая.

Слабодислоцированные вулканические постройки (так называемые пологоскладчатые структуры) известны в сводовых частях антиклинно-

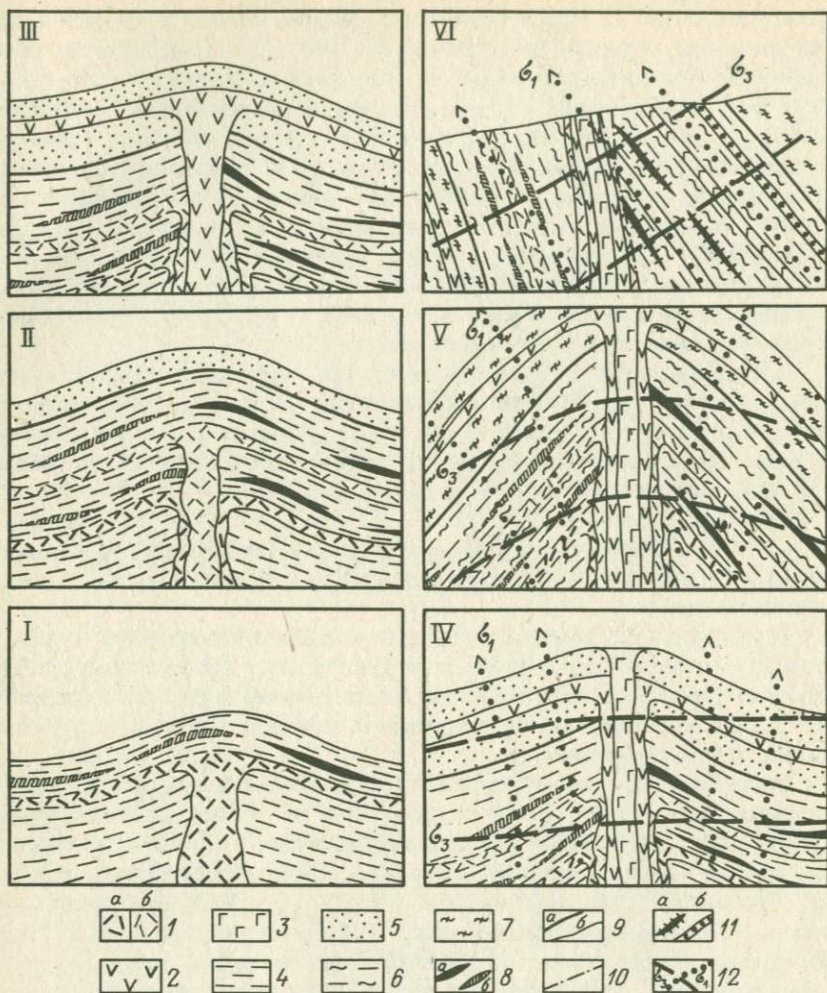


Рис. 47. Палеовулканологическая реконструкция основных стадий формирования структуры месторождения Кашдаг на Кавказе (по Л.Л. Чичинадзе и В.И. Старостину).

Стадии: I–IV – раннескладчатого этапа, V–VI – позднекладчатого.

1 – риолиты, риодациты: а – первой стадии, б – второй стадии; 2 – андезиты, андезитодациты; 3 – базальты, андезитобазальты; 4 – алевролиты, глины; 5 – песчаники, алевролиты; 6 – толща филлитизированных сланцев; 7 – чередование сланцев, алевролитов и песчаников; 8 – стратиформные колчеданные залежи: а – разведанные, б – предполагаемые; 9 – границы: а – стратиграфические, б – литологические; 10 – поперечные разломы; 11 – залежи руд: а – унаследованных стратиформных колчеданно-пирротин-полиметаллических, б – эпигенетических прожилково-вкрапленных пирротин-полиметаллических и медно-пирротин-полиметаллических; 12 – палеотектонические оси напряжений:  $\sigma_1$  – растягивающих,  $\sigma_3$  – сжимающих усилий

риев (Лениногорское и Змеиногорское рудные поля на Рудном Алтае) или на их погружениях (рудные поля месторождений Молодежного, им. XIX партсъезда и другие на Южном Урале).

Средней степенью деформаций вулканических сооружений характеризуются такие рудные поля, как Николаевское, Верхубинское, Золотушинское, Стрежанское (Рудный Алтай), Гайское, Сибайское, Учалинское, Блявинское и др. (Южный Урал); они расположены обычно на крыльях антиклинориев.

Сильнодислоцированные структуры отмечаются на Тишинском, Белоусовском, Березовском, Зырянском (Рудный Алтай), Джусинском, Дегтярском (Средний Урал) и других рудных полях. Обычно они приурочены к зонам смятия.

Таким образом, степень дислоцированности вулканических аппаратов в значительной мере обусловлена их позицией по отношению к региональным тектоническим структурам. Эти вопросы уже рассмотрены в соответствующих разделах (см. рис. 4, 35). Здесь же приведем другой пример, иллюстрирующий формирование рудоносных структур, их дислокацию и эрозию. Этапы эволюции рудоносной вулканогенной структуры колчеданно-пирротин-полиметаллического месторождения Кацдаг на Кавказе выявлены Л.Л. Чичинадзе и В.И. Старостиным (рис. 47). Месторождение сформировалось в три этапа: раннескладчатый (синвулканический), поздние- и постскладчатый. В течение первого этапа образовались два уровня стратиформного колчеданно-полиметаллического оруденения, развитого на склоне вулканического сооружения в локальной депрессионной структуре. В это время возникла и конседиментационная складчатость. В позднескладчатый этап произошло становление эпигенетических пирротин-полиметаллических рудных тел и смятие пород в нормальные и опрокинутые складки. В постскладчатый этап структура усложнялась (дальнейшие опрокидывания складок на юг, широкое проявление надвигов и взбросов). После этого рудоносная структура была эродирована.

#### **ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ И КАРТИРОВАНИЯ РУДОНОСНЫХ ПАЛЕОВУЛКАНОВ**

Этот комплекс методов картирования включает: 1) геолого-геоморфологические методы изучения палеовулканов с дешифрированием аэро- и космоснимков (морфоструктурный анализ); 2) специализированное геологическое картирование, сопровождающееся применением геофизических и геохимических методов исследования палеовулканов (палеовулканогеологическое картирование).

По данным таких исследований составляются специализированные геологические карты рудоносных вулканогенных комплексов. Палеовулканические карты строятся на основании палеофациальных карт, которые являются результатом палеофациального анализа на палеоформационной основе. В этой части изложены также предлагаемые некоторыми исследователями методики составления специализированных геологических

ких карт для площадей развития рудоносных вулканических формаций, а также некоторые представления и о других типах карт для таких областей.

*Геолого-геоморфологические методы картирования вулканических формаций.* Эти методы сопровождаются дешифрированием материалов аэрофото- и космоснимков, радарной (радиолокационной) съемки; кроме того, анализируются топографские карты и проводятся наземные геолого-геоморфологические наблюдения. Наиболее эффективно применение этих методов в современных или молодых вулканических областях, как это установлено И.К. Волчанской, В.С. Зориной, И.В. Мелекесцевым, Э.Н. Эрлихом и другими исследователями [4, 13, 20, 21, 28].

Использование геолого-геоморфологических методов в областях, где первичные формы вулканитов либо сохранились полностью, либо мало разрушены, позволяет выявить вулканические постройки разного типа, произвести их реконструкцию. Разработаны дешифрированные признаки различных вулканических форм стратовулканов, щитовых вулканов, шлаковых конусов, экструзивных куполов, даек, кальдер, воронок взрыва, лавовых покровов и потоков, агломератовых пирокластических потоков и отложений направленного взрыва.

Большие трудности возникают при применении указанных методов картирования вулканов в палеовулканических областях, где вулканические породы метаморфизованы, а вулcano-структуры претерпели значительный и даже глубокий эрозийный срез, часто захоронены. Однако в последние годы разработана методика изучения и картирования таких вулканов; наиболее полно она освещена в методическом пособии В.В. Донских, В.Н. Зелепугина и И.И. Кронидова. Палеовулканы сохраняются обычно в виде реликтов периклинально залегающих лавовых и туфовых покровов, экструзивных, жерловых и субвулканических образований, фиксирующих вулcano-купольные постройки или кальдеры; отмечаются также радиальные трещины и кольцевые разломы, ограничивающие участки с периклинальными и центриклинальными залеганиями вулканитов и залеченные субвулканическими дайками. Гиповулканические интрузии вскрываются эрозией в центральных частях вулcano-структур. Эти элементы обнаруживаются при дешифрировании аэрофото- и других снимков, а также путем геолого-геоморфологических исследований. Они проявлены в рельефе в виде систем концентрации расположенных или дугообразно изогнутых квестовых гряд и других геоморфологических элементов, которые позволяют более уверенно картировать покровы вулканитов, жерловины (некки), экструзивные купола, субвулканические силлы и лакколиты, а также кальдеры. Основные приемы таких исследований палеовулканов приводятся также для орогенных областей, имеются в виду и зоны активизации платформенных провинций [13].

Малая сохранность палеовулканитов наблюдается в древних эвгеосинклинальных областях (Урал, Алтай, Северный Кавказ, Карелия и др.). Слагающие их породы часто метаморфизованы, вулканы обычно

глубоко эродированы, деформированы и захоронены. Но и на площади таких областей могут быть зоны менее метаморфизованных и дислоцированных вулканических формаций, в которых удастся выявить и реставрировать вулканические сооружения [5, 26, 28].

Геоморфологические методы картирования и реконструкции палеовулканов эвгеосинклинальных областей применялись Е.Н. Станкевич и Н.Н. Тальской при исследовании колчеданоносных провинций, в частности Южного Урала [26]. Ими установлено, что, например, на Блявинском рудном поле площади распространения вулканогенных пород фиксируются на черно-белых крупномасштабных фотоснимках светло-серым и контрастным фототонем, а также рельефом, изрезанным мелкой дендритообразной речной сетью. Среди полей вулканитов субвулканические тела выделяются благодаря более светлому фототону, представленному белыми расплывчатыми пятнами, постепенно сменяющимися разделяющими их участками серого тона, и частым скальным выходам. Дайки образуют протяженные гривки. Тела субвулканических габбродиабазов оконтуриваются на цветных аэрофотоснимках по коричневому цвету, более густому, чем цвет эффузивов основного состава. На черно-белых снимках в поле эффузивных пород они распознаются по однородному, густо насыщенному логам рельефу, а на спектрзональных фиксируются густо-синим цветом. На отдельных участках по аэрофотоснимкам прослеживаются базальтовые потоки, залегающие среди туфов, или, наоборот, пласты туфов среди лав. Характер складчатости вулканогенной толщи устанавливается по хорошо дешифрируемым сланцевым пачкам, а также структурным линиям различного генезиса — границам толщ, пластов или потоков.

Геоморфологические признаки разновидностей вулканитов выявлены Ю.С. Каретиним при картировании силурийских вулканогенных образований зеленокаменной полосы Среднего Урала. Изученный район во многом типичен и для вулканогенных зон Южного Урала, в то же время он отличается сочетанием ряда благоприятных факторов, в том числе слабопроявленной складчатостью, небольшим эрозионным срезом, в результате чего сохранились почти недеформированные вулканические постройки, сложенные слабоизмененными породами.

Геоморфологические признаки вулканогенных комплексов и сформированных ими построек заключаются в следующем: 1) эффузивы слагают обычно асимметричные возвышенности (нередко со скальными квестами); 2) экструзивные купола и субвулканические тела образуют резкие шатровидные сопки, нередко лишенные скальных выходов; 3) дайки фиксируются линейно-вытянутыми гривками; 4) вулканические постройки типа стратовулканов обычно выражены крупными массивами положительных форм рельефа; 5) природу лав и характер их залегания можно определить по формам отдельности; 6) эффузивы характеризуются грубопластовой, неясноглыбовой, иногда глыбовой отдельностью; 7) субвулканическим телам и дайкам свойственны призматически-столбчатая, резконаклонная (типа поленницы) отдельность и системы пересекающихся прямолинейных трещин при общей массивности породо-

ких карт для площадей развития рудоносных вулканических формаций, а также некоторые представления и о других типах карт для таких областей.

*Геолого-геоморфологические методы картирования вулканических формаций.* Эти методы сопровождаются дешифрированием материалов аэрофото- и космоснимков, радарной (радиолокационной) съемки; кроме того, анализируются типографские карты и проводятся наземные геолого-геоморфологические наблюдения. Наиболее эффективно применение этих методов в современных или молодых вулканических областях, как это установлено И.К. Волчанской, В.С. Зориной, И.В. Мелекесцевым, Э.Н. Эрлихом и другими исследователями [4, 13, 20, 21, 28].

Использование геолого-геоморфологических методов в областях, где первичные формы вулканитов либо сохранились полностью, либо мало разрушены, позволяет выявить вулканические постройки разного типа, произвести их реконструкцию. Разработаны дешифрированные признаки различных вулканических форм стратовулканов, щитовых вулканов, шлаковых конусов, экструзивных куполов, даек, кальдер, воронок взрыва, лавовых покровов и потоков, агломератовых пирокластических потоков и отложений направленного взрыва.

Большие трудности возникают при применении указанных методов картирования вулканов в палеовулканических областях, где вулканические породы метаморфизованы, а вулкано-структуры претерпели значительный и даже глубокий эрозионный срез, часто захоронены. Однако в последние годы разработана методика изучения и картирования таких вулканов; наиболее полно она освещена в методическом пособии В.В. Донских, В.Н. Зелепугина и И.И. Кронидова. Палеовулканы сохраняются обычно в виде реликтов периклинально залегающих лавовых и туфовых покровов, экструзивных, жерловых и субвулканических образований, фиксирующих вулкано-купольные постройки или кальдеры; отмечаются также радиальные трещины и кольцевые разломы, ограничивающие участки с периклинальными и центриклинальными залеганиями вулканитов и залеченные субвулканическими дайками. Гиповулканические интрузии вскрываются эрозией в центральных частях вулканоструктур. Эти элементы обнаруживаются при дешифрировании аэрофото- и других снимков, а также путем геолого-геоморфологических исследований. Они проявлены в рельефе в виде систем концентрации расположенных или дугообразно изогнутых квестовых гряд и других геоморфологических элементов, которые позволяют более уверенно картировать покровы вулканитов, жерловины (некки), экструзивные купола, субвулканические силлы и лакколиты, а также кальдеры. Основные приемы таких исследований палеовулканов приводятся также для орогенных областей, имеются в виду и зоны активизации платформенных провинций [13].

Малая сохранность палеовулканитов наблюдается в древних эвгеосинклинальных областях (Урал, Алтай, Северный Кавказ, Карелия и др.). Слагающие их породы часто метаморфизованы, вулканы обычно

глубоко эродированы, деформированы и захоронены. Но и на площади таких областей могут быть зоны менее метаморфизованных и дислоцированных вулканических формаций, в которых удастся выявить и реставрировать вулканические сооружения [5, 26, 28].

Геоморфологические методы картирования и реконструкции палеовулканов эвгеосинклинальных областей применялись Е.Н. Станкевич и Н.Н. Тальской при исследовании колчеданосных провинций, в частности Южного Урала [26]. Ими установлено, что, например, на Блявинском рудном поле площади распространения вулканогенных пород фиксируются на черно-белых крупномасштабных фотоснимках светло-серым и контрастным фототонном, а также рельефом, изрезанным мелкой дендритообразной речной сетью. Среди полей вулканитов субвулканические тела выделяются благодаря более светлому фототону, представленному белыми расплывчатыми пятнами, постепенно сменяющимися разделяющими их участками серого тона, и частым скальным выходам. Дайки образуют протяженные гривки. Тела субвулканических габбродиабазов оконтуриваются на цветных аэрофотоснимках по коричневому цвету, более густому, чем цвет эффузивов основного состава. На черно-белых снимках в поле эффузивных пород они распознаются по однородному, густо насыщенному логами рельефу, а на спектрзональных фиксируются густо-синим цветом. На отдельных участках по аэрофотоснимкам прослеживаются базальтовые потоки, залегающие среди туфов, или, наоборот, пласты туфов среди лав. Характер складчатости вулканогенной толщи устанавливается по хорошо дешифрируемым сланцевым пачкам, а также структурным линиям различного генезиса — границам толщ, пластов или потоков.

Геоморфологические признаки разновидностей вулканитов выявлены Ю.С. Каретиным при картировании силурийских вулканогенных образований зеленокаменной полосы Среднего Урала. Изученный район во многом типичен и для вулканогенных зон Южного Урала, в то же время он отличается сочетанием ряда благоприятных факторов, в том числе слабопроявленной складчатостью, небольшим эрозийным срезом, в результате чего сохранились почти недеформированные вулканические постройки, сложенные слабоизмененными породами.

Геоморфологические признаки вулканогенных комплексов и сформированных ими построек заключаются в следующем: 1) эффузивы слагают обычно асимметричные возвышенности (нередко со скальными квестами); 2) экструзивные купола и субвулканические тела образуют резкие шатровидные сопки, нередко лишённые скальных выходов; 3) дайки фиксируются линейно-вытянутыми гривками; 4) вулканические постройки типа стратовулканов обычно выражены крупными массивами положительных форм рельефа; 5) природу лав и характер их залегания можно определить по формам отдельности; 6) эффузивы характеризуются грубопластовой, неясноглыбовой, иногда глыбовой отдельностью; 7) субвулканическим телам и дайкам свойственны призматически-столбчатая, резконаклонная (типа поленницы) отдельность и системы пересекающихся прямолинейных трещин при общей массивности пород;

8) у диабазов изредка наблюдается скорлуповая псевдошаровая и псевдостолбчатая отдельность.

При палеовулканологических исследованиях девонских вулканогенных комплексов на Рудном Алтае И.О. Гариков, В.Я. Пашев, Б.Л. Палесико и другие геологи благодаря дешифрированию аэрофотоснимков успешно расчленили вулканогенно-осадочные отложения, выделяли субвулканические тела и вулканогенные структуры.

В поле распространения эффузивных и в особенности осадочных пород отчетливо фиксируются субвулканические и жильные тела, состоящие главным образом из кислых пород. Они отличаются более светлым фототонном, характерной прямолинейной формой (дайки, силлы), массивной микроскульптурой рельефа. Обычно они несколько возвышаются в рельефе и имеют очень четкие контакты с вмещающими породами. Субвулканические тела основного состава выявляются благодаря более темному цвету, в особенности если они располагаются среди кислых пород.

Вулканогенные структуры, сложенные главным образом кислыми породами, нередко выражены в рельефе. Благодаря широкому развитию в прижерловой части массивных, прочных пород (лавы, лавобрекчии, субвулканические тела, экструзивы), они образуют положительные формы рельефа. Наиболее возвышенные участки занимают жерловины палеовулканов, сформированные часто массивными, прочными, нередко окварцованными породами. Области распространения фаций удаленной зоны, как правило, погребены под мощным чехлом рыхлых отложений. Существенную роль играют не только физические свойства пород, но также и особенности вулканогенного рельефа (палеорельефа) — так, породы фации удаленной зоны, выполняющие межвулканические депрессии, фиксируются обычно понижениями в рельефе.

М.И. Диденко использовала морфоструктурный анализ с целью выявления на территории Юго-Западного Алтая как линейных (разломы разного ранга, в том числе синвулканические кольцевые, зоны смятия, скрытые разломы фундамента), так и объемно-площадных морфоструктур (блоковые, сводовые, сводово-блоковые, купольно-кольцевые, в том числе вулкано-купольные и др.).

#### **СПЕЦИАЛИЗИРОВАННЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ КАРТЫ И ГЕОЛОГО-ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИЧЕСКИЕ СХЕМЫ**

Специализированные карты, по сравнению с обычными геологическими, содержат дополнительную информацию по палеовулканизму. По составлению геологических карт в областях развития вулканогенных пород приводятся соответствующие рекомендации [13]. На этих картах следует выделять вулканические комплексы, а в полях их развития — вулканы различных фаций — поверхностных покровных или стратифицированных (эффузивные, пирокластические, пирокластическо-осадочные), приповерхностные (жерловые, экструзивные), субвулканических и др. Указывают состав, текстурные и структурные особенности вулкаников.

Важными объектами геологического картирования в таких областях являются вулкано-тектонические структуры, характеризующиеся принадлежностью к определенному типу, стадийностью их образования и т.д.

В единый вулканический комплекс, сформировавшийся в тот или иной вулканический этап, объединяют все вулканы, участвующие в строении разновозрастных вулканов — наземной постройки и корневых ее частей, находящихся в фундаменте вулкана. На крупномасштабной геологической карте возраст комплекса выражен цветом (более густого тона, чем это принято на стратиграфической шкале) и буквенно-цифровым индексом, который кроме возраста обозначает еще развитие комплекса и его состав. Вулкан определенного типа (линейный, щитовой, стратовулкан) фиксируется той или иной штриховкой. Жерловые и субвулканические породы комплекса показывают сочетанием крапа и более густой штриховки, а также дополнительным индексом, свидетельствующим об их принадлежности к нестратифицированным образованиям. Контуры жерловин изображают особыми линиями, а петрографический состав вулканитов и метасоматитов стандартными знаками, принятыми для геологических карт.

Фашии стратифицированных вулканитов группируют по степени их удаленности от центра извержения; выделяют следующие зоны: прижерловую, промежуточную и удаленную. Соответственно этому уменьшается размер крапа, с помощью которого указывают состав и фацию породы.

Специальными линиями изображают на картах синвулканические разломы: например, кальдерные (кольцевые) — двойной линией с зубчиками в сторону кальдеры, радиальные — жирной линией. Вне масштаба часто показывают кольцевые и радиальные дайки, маркирующие горизонты и другие элементы. Центриклинальные стратиграфо-литологические горизонты, а также структурные элементы замыканий в кальдерах и периклиналей вулкано-куполов фиксируются элементами залегания пород.

Месторождения и рудопоявления полезных ископаемых, зоны метасоматитов, геохимические ореолы и геофизические рудные аномалии приводятся на картах полезных ископаемых или на так называемых картах рудной нагрузки.

Специализированные геологические карты сопровождаются: 1) сводными стратиграфическими и формационными колонками, а также частными колонками, которые характеризуют отдельные вулканические постройки; 2) продольными и поперечными разрезами, проведенными через основные вулканические сооружения различного типа.

В.С. Шарфман рекомендует составление геолого-палеовулканологических схем. На них геологическая основа несколько упрощена, например, сняты рыхлые отложения или не расчленены осадочные толщи; на этих схемах фиксируют положение вулканических центров, ареалы трещинного, центрального и других типов вулканизма, жерловые и прижерловые зоны палеовулканов, вулканогенные фации кальдерной зоны [42]. Показывают также синвулканические и другие магмоподводящие разломы, наносят некоторые геофизические данные, уточняющие позицию вулканических центров и кальдер, предполагаемых промежуточных

магматических очагов и др. На таких схемах отмечают зоны метасоматитов, месторождения и рудопроявления, связанные с вулканической деятельностью, а также аномалии — геофизические (магнитные, электрические и др.) и геохимические.

#### ДЕТАЛЬНЫЙ ПАЛЕОФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ РУДОНОСНЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

При крупномасштабном палеовулканологическом анализе осуществляют детализацию рудоносных вулканических формаций, уточняют их границы, выделяют вулканические подформации и комплексы, сформировавшиеся в определенные этапы вулканизма и в конкретных вулканических зонах, блоках или структурах. Для формационных подразделений должны быть выяснены геологические, петрофизические, петрохимические и геохимические особенности. Выделение формационных единиц основывается на наличии перерывов вулканической деятельности, изменении структурного плана от этапа к этапу, смене характера вулканизма, выражающейся в преобладании определенных фаций, типов вулканогенных структур, в петро- и геохимических особенностях продуктов вулканизма.

Используя детальный палеовулканологический анализ, рудоносную базальт-риолитовую формацию средне-позднедевонского возраста на территории Казахстана в северо-западной части Рудного Алтая удалось расчленить на три подформации, образовавшиеся в три крупных этапа вулканизма: эйфельский, живетско-раннефранский и позднефранско-раннефаменский [1, 5]. Каждая подформация разделена на два комплекса: ранний риолитовый и поздний терригенно-базальтовый. Таким образом было установлено антидромное развитие вулканизма для каждого из выделенных этапов. При детальном палеовулканологическом анализе были установлены и более тонкие геологические, петрохимические, а также другие особенности подформаций и комплексов.

Среди различных методов определения морфогенетических типов геологических структур, сложенных вулканитами, ведущее значение имеет палеофациальный анализ, который разработан Е.Ф. Малеевым и другими палеовулканологами [15, 20, 21]. Он основан на закономерном расположении различных генетических типов вулканитов в пределах вулканических построек и в их окрестностях. Данный метод наиболее перспективен, так как каждому типу вулканогенной структуры соответствует определенный набор фаций вулканитов. Благодаря этому удастся реконструировать вулканические постройки по останкам вулканов даже в дислоцированных вулканических областях при значительном метаморфизме пород.

Вулканогенные месторождения разных типов и глубин формирования тесно связаны с соответствующими фациями вулканитов и сопряженных с ними вулканогенно-осадочных отложений. Распределение месторождений вулканогенного происхождения характеризуется латеральной и вертикальной зональностью, которая связана с зональностью раз-

мещения вулканогенных образований. Вот почему их палеофациальный анализ имеет важное значение не только для установления вулканических и вулканотектонических структур на площади рудных полей и месторождений, но и для крупномасштабных металлогенических исследований и прогнозирования новых вулканогенных месторождений и рудных залежей, часто не обнажающихся на поверхности.

Первостепенная задача при палеофациальном картировании — реконструкция вулканических сооружений. Она проводится для того, чтобы установить их тип, характер извержений, состав вулканических продуктов, расшифровать строение и историю развития вулканогенной структуры, выявить закономерности развития вулканизма.

Именно такое палеофациальное картирование было осуществлено в последние годы в северо-западной части Рудного Алтая (территория Восточного Казахстана), наиболее благоприятной для этой цели в связи с хорошим фаунистическим обоснованием разреза рудоносной базальтриолитовой формации средне-позднедевонского возраста, расчлененной на подформации и комплексы, а также удовлетворительной обнаженностью и относительно слабой дислоцированностью вулканических построек [1].

Особенности проведения палеофациального анализа заключаются в следующем [5].

1. Выделяют и изучают различные фации вулканогенных пород разного состава: лавовые, пирокластические, вулканогенно-осадочные, экструзивные, жерловые, суб-, гиповулканические и сложенные ими тела (покровы, экструзивы и др.). Подробная характеристика многочисленных признаков указанных фаций вулканитов: геологических, петрографических, текстурных, структурных, петро- и геохимических, дана в различных книгах и руководствах [5, 11, 13, 15, 20, 21]. В качестве примера одной из наиболее полных систематик фаций вулканитов можно привести классификацию, разработанную Т.Я. Гончаровой для колчеданосных провинций Алтая, Урала, Кавказа и других палеовулканических областей (табл. 5).

2. Определяют фациальную принадлежность пачек и толщ, образованных вулканогенными, вулканогенно-осадочными и осадочными переслаивающимися (линзующимися) или находящимися в сложных взаимоотношениях породами, и строят частные разрезы с выделением соответствующих фаций. Таким образом, при палеофациальном картировании проводится типизация отдельных частей разрезов, т.е. определение по совокупности фаций пород фациальных условий, господствовавших в течение времени формирования изученной части разреза. Путем сопоставления по преобладанию в разрезе соответствующих фаций выявляются типы разрезов, свойственные жерловым — прижерловым зонам, склонам стратовулканов, центральным, купольным и фронтальным частям экструзивных куполов, межвулканическим и межкупольным депрессиям, центральным частям и прикальдерным зонам кальдер и т.д. Такие типы разрезов являются основой для палеовулканических карт.

Таблица 5

## Классификация фаций вулканогенных пород

Группа фаций	Подгруппа фаций	Фация	Размещение* фации	Субфация	Форма тел	Породы
Поверхностные	Наземные (континентальные)	Околожерловая	Сотни метров — несколько километров (0,5–1,5 км)	Эффузивная, эксплозивная, игнимбритовая	Покровы, потоки, линзы	Лавы, лавобрекчи, игнимбриты, туфы спекшиеся (пемзовые, шлаковые), глыбовые, бомбовые
	Прибрежно-морские	Вулканическая (вулканических склонов)	Единицы — десятки километров (до 3 км)	Эффузивная, пирокластическая, лахаровая	Потоки, покровы, пласты	Лавы, туфы лапиллиевые крупно-среднеобломочные, лахары
	Умеренных морских глубин	Телевулканическая (подножие вулкана)	Десятки — сотни километров (3 км и более)	Тефроидная, вулканогенно-терригенная	Пласты, слои	Туфы мелко- и тонкообломочные, туффиты, тефroidы, туфогенно-осадочные
Глубинные	Глубоководных трогов					
	Близповерхностные	Жерловые	0–1000 м	Экструзивная, вулканических брекчий	Купола, некки, иглы (obeliski)	Лавы, лавобрекчи, эруптивные, купольные и жерловые брекчи
	Малоглубинные	Субвулканические	0,1–1,5 км	Субинтрузивная (небольшие интрузии); интрузивных брекчий	Тела сложной формы, лакколиты, штоки, силлы, дайки, жилы	Лавы, автомагматические и эксплозивные брекчи
	Среднеглубинные	Гиповулканические	1,5–3 км			

\*Для группы поверхностных фаций указано расстояние от канала (в скобках даны параметры для Рудного Алтая), для глубинных — глубина залегания.

3. Осуществляют группировку фаций, фиксируют площади (зоны) их распространения, например, по отношению к активным вулканическим центрам центрального или линейного типа, т.е. намечают латеральную зональность продуктов вулканизма. При этом следует учитывать и палеогеографические условия накопления вулканитов (морские, прибрежно-морские, наземные). Наиболее широко используется предложенная Е.Ф. Малеевым группировка фаций вулканитов по зонам; он выделяет жерловую — околожерловую, промежуточную и удаленную зоны. Это находит отражение на палеофациальных картах или схемах рудных районов и полей, сопровождаемых разрезами и частными палеофациальными колонками для той или иной зоны [21].

4. Выявляют вертикальную зональность распространения продуктов вулканизма по отношению к периферическому магматическому очагу, находившемуся на глубине нескольких километров от поверхности Земли и питавшему крупный вулкан или группу вулканов, как это установлено в областях современного вулканизма, например на Камчатке (Авачинская или Ключевская группа вулканов). В вертикальном разрезе выделяют несколько зон: 1) поверхностную — приповерхностную (до первых десятков метров); 2) субвулканическую (десятки — сотни метров до 1 км); 3) гиповулканическую (более 1 км). В первой зоне развиты поверхностные фации вулканитов (эффузивные, пирокластические, экструзивные, вулканомиктовые и др.); вторая и третья зоны, объединяемые часто в корневую зону вулканов, характеризуются концентрацией некков, суб- и гиповулканических тел.

При выяснении вертикальной зональности учитывают степени древней и современной денудации, а также эрозии, которая бывает неодинакова даже в пределах одного рудного района вследствие мозаично-блокового строения палеовулканических областей. Далее на небольшой площади можно наблюдать соседние блоки с разными вертикальными зонами; это фиксируют на структурно-фациальных картах. Нагляднее всего вертикальные зоны выражены на палеореконструкционных схемах и разрезах, на которых видна их позиция на разных этапах становления вулканизма.

Таким образом, фации образуют закономерные сочетания в пространстве в пределах вулканических сооружений и по их периферии, слагая вулcano-фациальные зоны. В совокупности последние формируют вулканогенные структуры, различные типы которых охарактеризованы в первой части книги. Один из важных приемов выделения палеофациальных типов разрезов — палеовулканогеологические реконструкции, о которых подробно речь будет идти далее. Здесь же лишь отметим, что они, с одной стороны, опираются на частные (локальные) фациальные признаки пород, отдельных вулcano-структур и их частей, а с другой стороны, дают возможность по отдельным фрагментам охарактеризовать фациальный тип разреза и выявить соответствующие вулcano-фациальные зоны.

При палеофациальном картировании нередко уточняется и геологическая карта, поскольку вулканические тела, взаимоотношения между отдельными группами пород и частями разрезов получают новую, более обоснованную трактовку. Это относится, в частности, к уточнению прин-

ципов расчленения субвулканических, экструзивных и лавовых тел, которые при геологическом картировании не всегда удается разделить.

Для палеофациального картирования девонских вулканических формаций в условиях Рудного Алтая разработана легенда, включающая практически все разнообразие фаций, которые возможно и целесообразно выделять. Легенда предусматривает также возможность группировки фаций по положению их относительно вулканической постройки. На палеофациальных картах формационные единицы (формации, подформации, комплексы) фиксируются различными цветами или штриховками; при этом оттенками, интенсивностью цвета или штриховки показывают группы фаций в составе каждого вулканического комплекса. Зоны их распространения при цветовой окраске комплексов выделяют также крапом, подчеркивая тем самым наличие вулканических сооружений. На основе данных детального палеофациального анализа строят структурно-фациальные карты рудных районов (масштаб 1 : 100 000 — 1 : 50 000) и рудных полей (1 : 25 000 — 1 : 10 000), сопровождаемые формационно-фациальными колонками и разрезами.

При палеофациальном анализе всегда определяют мощности вулканогенных комплексов, отдельных пачек и горизонтов, что помогает выяснить тип вулканизма (трещинный, центральный или ареальный) и определить положение древних центров извержений. Помимо этого при детальном анализе мощностей, как подчеркивает И.Б. Серавкин, выявляются некоторые детали внутреннего строения вулканогенных толщ: характер выклинивания, существование несогласных залеганий и притыканий, наличие фациальных переходов и др. [23].

Для отдельных стадий развития Блявинской кальдерообразной депрессии А.И. Паленковым и В.И. Старостинным были составлены схемы распределения фаций и мощностей осадочно-вулканогенных отложений [5, 38]. При реконструкции алтайских региональных вулканогенных структур Г.Ф. Яковлевым и М.Ф. Микуновым анализировались мощности вулканических формаций Рудного Алтая. В пределах рудных полей также изучались мощности отдельных пачек вулканитов и осадочных отложений, например И.О. Гариковым для Рулихинского месторождения, Ю.И. Деминным для Шемонаихинского и Орловского месторождений.

Для объемного выражения вулканитов разного состава и фациальной принадлежности в пределах формации или комплекса, а также сопоставления этих формационных единиц между собой служат определенные индексы. Так, уже давно используется эксплозивный индекс ( $E$ ), который, по А. Ритману, представляет собой отношение объема продуктов извержения ( $a$ ) к общему количеству изверженного материала ( $b$ ):  $E = 100 a / b$ .

Е.Ф. Малеев предложил еще несколько индексов [21]: 1) индекс кислотности вулканитов ( $E$ ), показывающий отношение объема вулканитов кислого состава ( $a$ ) к общему количеству вулканических продуктов ( $b$ ):  $E = 100 a / b$ ; 2) вулканический индекс ( $R$ ), характеризующий отношение суммы объемов эксплозивных продуктов ( $a$ ) и глыбового материала лавовых потоков ( $c$ ) к общему количеству извер-

женного материала ( $b$ ):  $R = 100 (a + c)/b$ ; 3) индекс вулканогенности ( $V$ ) — отношение объема образований, содержащих в том или ином количестве вулканические продукты ( $d$ ), к общему объему пород формации ( $z$ ), включая осадочные отложения:  $V = 100 d/z$ ; 4) индекс переработанности вулканитов ( $P$ ), который определяется с целью сопоставления количества переработанного вулканогенного материала с общим количеством изверженных продуктов  $P = 100(t + r)/(a + J + t + r)$ , где  $J$  — объем лав;  $t$  — объем тефроидов;  $r$  — объем вулканогенных пород;  $a$  — объем вулканокластических пород.

Для выяснения объемов эффузивного, пирокластического и вулканомиктового материала в составе выделенных комплексов или формаций В.М. Граник рекомендует использовать для расчетов коэффициент  $K$ , характеризующий степень их деформированности (смятости) на данном участке [23]. Этот коэффициент выражает отношение ширины выпрямленного слоя к его проекции на горизонтальную плоскость в смятом состоянии. В каждом отдельном случае  $K$  определяется по геологическим разрезам, построенным вкрест простирания структур; затем вычисляют его среднее значение. Объем вулканогенного материала ( $V$ ) рассчитывают по формуле:  $V = K \cdot S \cdot h \cdot c/100$ , где  $S$  — проекция поверхности формации на горизонтальную плоскость;  $h$  — ее средняя мощность;  $c$  — среднее содержание в формации вулканогенного материала. При подсчете объемов вулканогенного материала с учетом уничтоженных при эрозии отложений рекомендуется для определения площадей проекций формаций на горизонтальную плоскость привлекать палеогеографические реконструкции.

## ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

В изучении закономерностей эволюции вулканизма при палеовулканологических исследованиях большую роль играют палеореконструкции. Согласно И.В. Лучицкому, они включают построения, которые проводят для различных целей и в разных масштабах [20]. Во-первых, выясняют морфологию, строение и состав отдельных вулканических построек или их групп, особенности и тип вулканических извержений, историю развития вулканизма на том или ином вулканическом этапе. Такие палеовулканологические реконструкции называются локальными; они охарактеризованы для колчеданосных провинций на примере Рудного Алтая [5].

Во-вторых, выявляют закономерности размещения вулканогенных формаций в различные тектоно-магматические этапы в пределах вулканических областей или зон; такие исследования осуществляют при региональных палеовулканологических реконструкциях. Они проводились, например, в главных зонах центральной и северо-западной частей Рудного Алтая — в Лениногорской, Приубинской, Прииртышской, Больше-реченской, Бутачихинской и других палеовулканических депрессиях [1].

В-третьих, с помощью глобальных палеовулканологических реконст-

рукций устанавливают закономерности развития вулканизма для всего земного шара.

В-четвертых, начинают производиться планетарные палеовулканологические реконструкции для того, чтобы выяснить особенности проявления вулканической деятельности на других планетах.

*Палеовулканологические карты (схемы)* составляют на основании реконструкции палеовулканов с целью определения закономерностей формирования вулканизма во времени и в пространстве [13]. Палеовулканологические карты являются поэтапными: изготавливают серию карт, каждая из которых отражает определенный этап вулканической деятельности. На них фиксируются палеотектонические и палеогеографические (наземные, островные и морские) условия вулканической деятельности данного этапа. На эти карты наносят в обобщенном и реконструированном виде данные геологических и палеофациальных карт.

На палеовулканологических картах отображаются: 1) вулканогенные формации, подформации и комплексы, которые соответствуют тому или иному этапу вулканизма, условия их образования (субаэральные, субмаринные); 2) фации вулканитов (эффузивные, пирокластические, экструзивные, жерловые, суб- и гиповулканические), зоны их распространения (жерловая—прижерловая, промежуточная, удаленная), т.е. группировка фаций пород по вертикали и латерали; 3) контуры вулканических и вулканотектонических структур; 4) до- и синвулканические разломы — линейные, кольцевые, радиальные; подчеркнуты те из них, которые могли служить магмаподводящими каналами (зонами); 5) интрузивные комплексы — члены вулканоплутонической ассоциации данного этапа вулканизма, размещающиеся в вулканогенных структурах; 6) количественные показатели, характеризующие вулканизм того или иного этапа и типа, соотношение между главными типами пород (индекс эксплозивности и др.); 7) поля развития поствулканических гидротермалитов (кварциты, пропилиты и др.); 8) месторождения полезных ископаемых, сформировавшихся в тот же этап вулканизма.

Палеовулканологические карты (схемы) сопровождаются палеореконструкционными разрезами. По данным анализа серии поэтапных палеовулканологических схем выясняется ряд вопросов: эволюция вулканизма, связь его с тектоникой, палеогеографические условия вулканизма, типы и история становления вулканоструктур, палеовулканологические условия и закономерности локализации вулканогенного оруденения.

По масштабам и назначению существуют три группы палеовулканологических карт: мелкомасштабные (1 : 500 000 — 1 : 1 000 000) — для вулканических поясов (обзорные карты); среднемасштабные (1 : 100 000 — 1 : 200 000) — для вулканотектонических систем или их частей; крупномасштабные (1 : 10 000 — 1 : 50 000) — для рудных районов и полей; иногда используют и более детальные для отдельных вулканотектонических структур; они в некоторых случаях сопровождаются блок-диаграммами вулканических сооружений.

Палеовулканологические схемы для центральной и северо-западной

частей Рудного Алтая были составлены для четырех этапов: эфельского, живетско-раннефранского, позднефранско-раннефаменского и фаменского. Они охватили площадь крупных вулcano-тектонических депрессий — Лениногорской, Кедровско-Бутачихинской, Приубинской, Снегирихинско-Гусляковской, Прииртышской и др. (рис. 48, 49). Эти схемы позволили установить основные черты эволюции вулканизма каждого этапа и каждой из указанных структур. Определены некоторые общие особенности вулканизма, которые заключаются в его антидромном развитии, миграции как от депрессии к депрессии, так и в пределах каждой из них.

*Локальные палеовулканологические реконструкции.* Такие реконструкции, проводящиеся в крупных масштабах — 1 : 50000, 1 : 25000, 1 : 10000, обычно представляют собой часть палеовулканологического анализа. Они позволяют выявлять особенности строения рудного района или поля, закономерности размещения на их площади месторождений полезных ископаемых, в первую очередь колчеданных и вулканогенных гидротермальных.

Основной метод реконструкций древних вулканических сооружений — уже рассмотренный палеофациальный анализ. Палеовулканологические исследования завершаются палеореконструкциями вулканоструктур. В древних вулканических провинциях и зонах смятия они сопряжены с большими трудностями, однако в последние годы успешно проведены палеореконструкции в докембрийских комплексах Австралии, Скандинавии, Канады и СССР — на Украинском щите и в Карелии, а также в зонах смятия Алтая [14, 38, 44, 49, 50].

Помимо палеофациального анализа, при реконструкции вулканогенных структур большое значение имеют структурные исследования, которые, согласно П.Ф. Сопко, осуществляют в двух направлениях. Первое направление заключается в определении первичных вулканических структур и их элементов, в том числе синвулканических разломов и трещин, а второе — в выявлении вторичных — тектонических — деформаций, значительно преобразующих первичные структуры [23]. При изучении первичных структурных элементов в вулканических формациях устанавливают, помимо реликтов вулканоструктур, первичную стратификацию потоков и покровов эффузивов, пирокластических и осадочных пород, выясняют их взаимоотношения, а также особенности внутреннего строения: распределение и ориентировку миндалин и обломков, формы и залегание шаровых подушек и шлаковых образований, столбчатой и плитчатой отдельности и др.

Даже в значительно метаморфизованных породах докембрия, например в Карелии, где вулканы изменены до амфиболитовой фации (иногда гранитизированы), в них сохраняются такие первичные текстуры, как миндалекаменная и флюидальная в лавах, кластическая в туфах. Подобные признаки позволяют диагностировать состав и фациальную принадлежность таких пород, определять кровлю лавовых потоков и другие особенности вулканогенных образований, а на основании этого реставрировать вулканические структуры. При структурном анализе

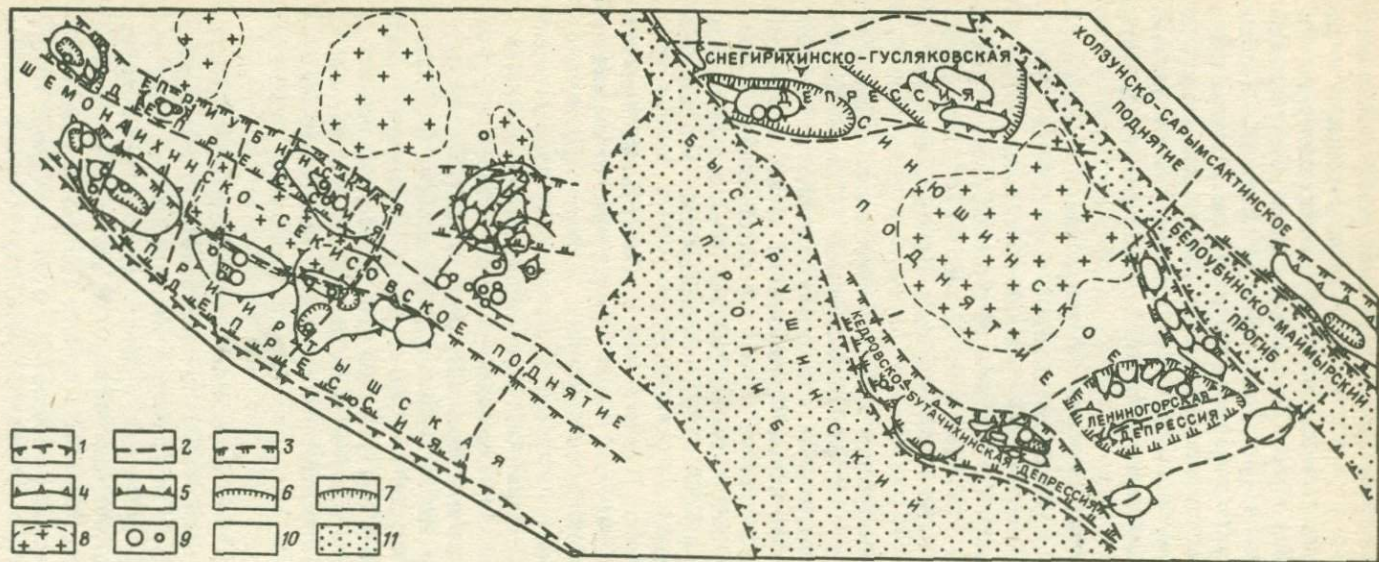


Рис. 48. Палеовулканологическая схема зифельского и живетско-раннефранского этапов центральной части Рудного Алтая (по В.В. Авдоницу).

1 — границы вулканотектонических поднятий; 2 — региональные синвулканические разломы; 3 — границы региональных вулканотектонических депрессий; 4 — стратовулканы; 5 — экструзивно-лавовые купола; 6 — вершинные депрессии; 7 — кальдерообразные депрессии; 8 — гранитные массивы, завершающие этапы вулканизма; 9 — месторождения и рудопроявления; 10 — площади вулканогенных поднятий, на которых накапливались породы базальт-риолитовой формации; 11 — прогибы, области накопления терригенных формаций

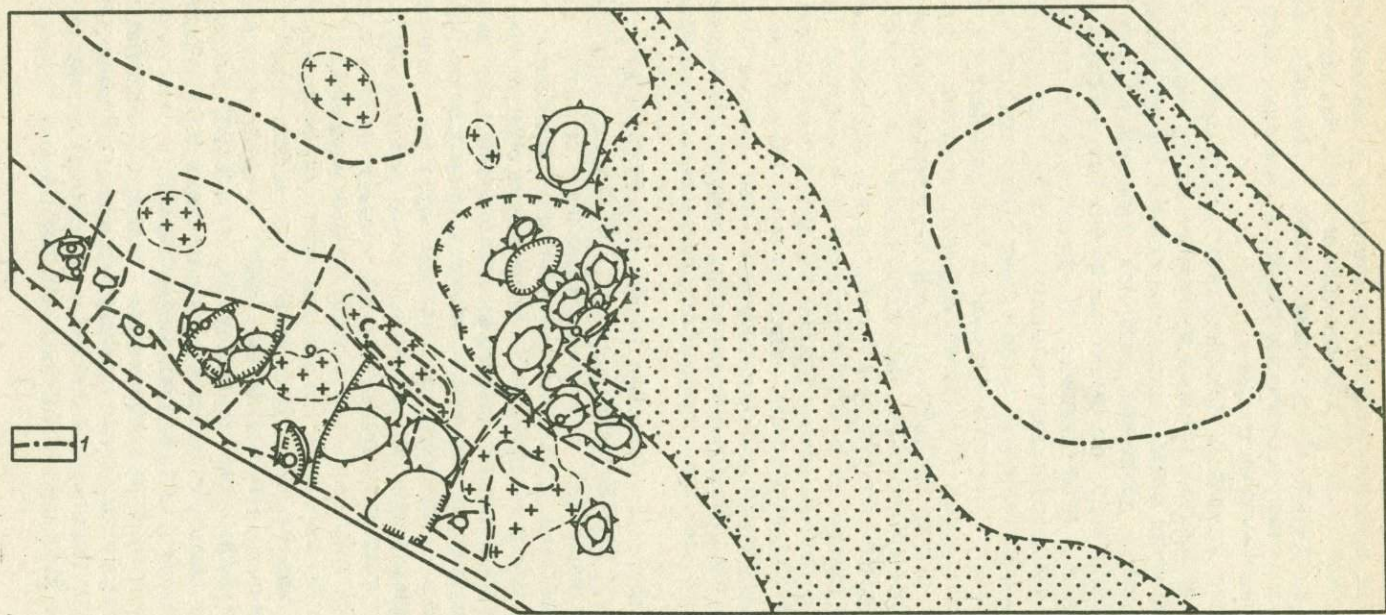


Рис. 49. Палеовулканологическая схема позднефранско-фаменского этапа центральной части Рудного Алтая (по В.В. Авдониному).  
 I — контуры размываемых площадей. Остальные условные обозначения см. на рис. 48

устанавливают форму и условия залегания суб- и гиповулканических тел благодаря пространственной ориентировке флюиальности, структур течения, контактам их с вмещающими породами, характеру и ориентировке отдельности. Обнаруживают также радиальные, кольцевые и другие системы синвулканических трещин и разломов, часто фиксируемых субвулканическими телами.

Выявление вторичных тектонических деформаций заключается в определении вторичного наклона вулканических тел, искажения первичных вулканических форм, в выделении наложенных зон расщепления, трещиноватости и дробления, разломов, складчатых структур и т.п. Следует иметь в виду, что некоторые из них могли возникнуть в процессе вулканизма (синвулканические), другие — после его завершения, иногда по прошествии значительного времени (поствулканические).

*Палеовулканологические исследования.* Основная цель палеовулканологических исследований — изучение деталей строения и истории формирования локальных и региональных вулканических и вулкано-тектонических структур вулканических зон, характера и особенностей вулканизма, этапов его развития. Эти сведения необходимы для обоснования оценки рудоносности структур и выработки дополнительных поисковых признаков и предпосылок. В настоящее время разработаны разнообразные методы и приемы реконструкций, которые в зависимости от конкретных целей и задач, в первую очередь от масштаба работ, могут выполняться в определенной последовательности. Опыт многолетнего изучения автором и его коллегами вулканических структур на Южном Урале и Рудном Алтае позволяет предложить некоторые методические рекомендации [5].

Прежде всего целесообразно разделять региональные и локальные реконструкции. Первые проводятся для крупных площадей, охватывающих ряд региональных вулкано-тектонических структур, каждой из которых свойствен длительный многоэтапный вулканизм. Основное назначение таких реконструкций — установление общего характера вулканизма, его этапности и основного направления эволюции. Важное место в этих исследованиях занимает сравнительный анализ развития и строения региональных вулкано-тектонических структур. Особое внимание уделяется рудоносности структур, выяснению закономерностей размещения месторождений и выделению главных этапов оруденения. Региональные реконструкции выполняются в средних масштабах (1:200 000 — 1:100 000). В качестве весьма удачных примеров региональных реконструкций можно указать "Атлас палеотектонических карт", составленный коллективами геологов МГРИ, ВКТГУ и других организаций под руководством М.В. Муратова, М.Ф. Микунова и Н.И. Стучевского, а также палеовулканологические схемы, составленные В.В. Авдониным для центральной части Рудного Алтая (см. рис. 48, 49).

К региональным реконструкциям относятся и значительно более детальные палеовулканологические карты и схемы северо-западной части Рудного Алтая (рис. 50). В основе методики составления палеовулканологических карт лежит геологическое картирование и анализ геоло-

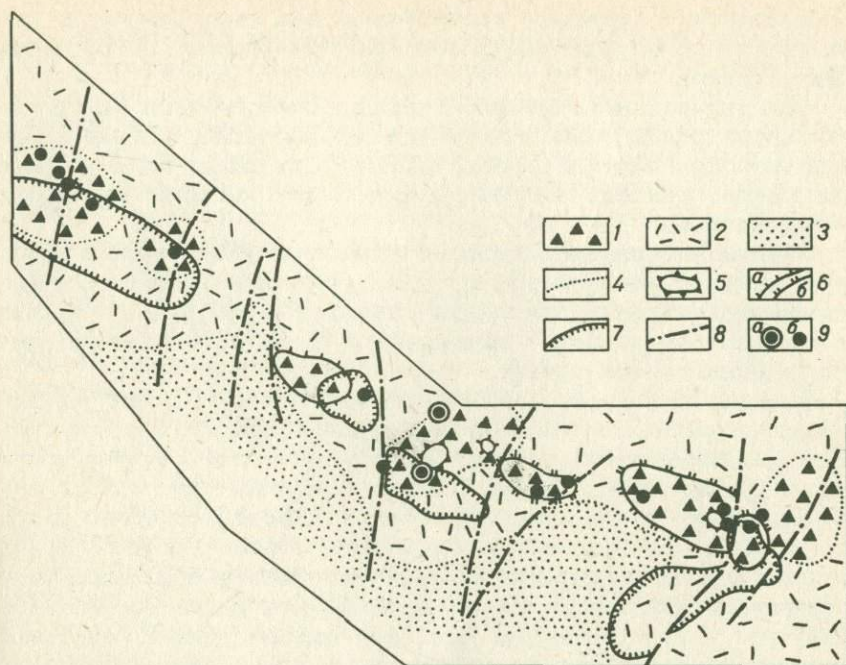


Рис. 50. Палеовулканологическая схема живетско-раннефранского этапа в Шемонаихинском районе на Рудном Алтае (по В.В. Авдонину и И.О. Гарикову).

Фации вулканитов разных зон: 1 — околожерловой, 2 — промежуточной, 3 — удаленной; 4 — границы фациальных зон; 5 — жерловины; 6 — вулканические купола: а — моногенные, б — полигенные; 7 — вулcano-тектонические депрессии; 8 — синвулканические разломы; 9 — месторождения (а) и рудопроявления (б)

гических материалов, включающий сопоставление разрезов отдельных зон и их частей. Важную роль приобретает палеофациальный анализ; даже региональные палеовулканологические реконструкции невозможны без специального палеофациального картирования, хотя бы основных опорных участков. Широко используются результаты дешифрирования аэрофотоматериалов, геофизические исследования, тектонофизические методы. Существенное значение для оценки характера вулканизма, его эволюции и рудоносности имеют петрохимические характеристики: петрохимические особенности вулканогенных комплексов в различных структурах подтверждают относительную автономность их развития, подчеркивают их специфику, обусловленную положением относительно крупнейших структур, иллюстрируют направленность эволюции, служат обоснованием металлогенической специализации (см. рис. 2).

Основной способ отражения выявленных в результате палеовулканологического анализа закономерностей и одновременно один из методов такого анализа — составление поэтапных палеовулканологических карт и схем. Последние в сочетании с разрезами дают наглядное представление

о морфологии и структуре вулканических зон, закономерностях размещения и структурной приуроченности вулканогенных колчеданных месторождений.

При составлении региональных палеовулканологических карт широко применяются результаты детальных реконструкций, которые непосредственно фиксируются на этих картах, представляя собой опорные участки для остальной части территории, на которой детальные работы не проводились.

Региональные палеовулканологические карты служат основой структурно-металлогенического районирования, источником сведений о дополнительных, конкретных для каждой провинции палеовулканологических поисковых предпосылках и признаках и поэтому играют важную роль при прогнозных исследованиях.

Несколько иные методические приемы используются при реконструкциях локальных вулканических и вулканогенно-тектонических структур. Необходимость изучения внутреннего строения и этапов формирования локальных структур методами палеореконовструкций определяется тем, что некоторые типы их контролируют размещение месторождений и рудных полей. В основе реконструкций локальных структур лежит детальный палеофациальный анализ, используемый при детальном палеофациальном картировании вулканических комплексов, слагающих определенные структуры, и для выявления основных закономерностей фациальной изменчивости пород, смены фаций в пространстве (по латерали и вертикали), что в конечном итоге дает возможность восстановить эродированные части сооружений по отдельным фрагментам. Один из самых сложных вопросов — определение генетического типа вулканогенных образований. Для его решения, как показывает наш опыт, в первую очередь следует изучать взаимоотношения пород и фаций, расшифровывать последовательность процессов преобразования.

Наиболее распространенные типы вулканогенных структур района предварительно могут быть установлены по характеру извержений, что в свою очередь достигается путем выяснения взаимоотношений различных пород — вулканогенных, вулканогенно-осадочных, осадочных — на основании данных ранее проведенных геологосъемочных и геологоразведочных работ. Значительному уточнению этих сведений способствуют результаты петрографического исследования пород и в первую очередь всех типов обломочных пород, которые в этом отношении обладают, пожалуй, наибольшей информативностью. Состав и размер обломков, взаимоотношения их между собой, и особенно с цементом, наличие или отсутствие сортировки, слоистости, примеси постороннего материала (например, гранитоидов и др.) — все эти сведения могут дать очень ценный материал для характеристики преобладавших типов извержений.

Одна из составляющих проводимого комплекса палеовулканологических исследований — выявление морфологических особенностей локальных структур. Это выполнимо только для хорошо изученных структур, удовлетворительно обнаженных или вскрытых горными выработками и скважинами.

Определенную помощь при изучении вулкано-структур, в особенности при их типизации, оказывают результаты детального картирования в складчатых зонах с крутым залеганием пород. Так, многие особенности морфологии вулкано-купольных структур были выяснены при картировании их в Кедровско-Бутачихинской зоне, где благодаря крутому, почти вертикальному залеганию пород геологическая карта представляет собой по существу детально изученный разрез.

Важное значение при детальных реконструкциях, так же как и при региональных, имеет определение палеогеографической обстановки, которая устанавливается в процессе палеофациального картирования.

Следует специально обратить внимание на изучение осадочных пород. Их фациальные особенности дают основу для характеристики отрицательных структур — межвулканических, кальдерообразных и в особенности вершинных депрессий. Не меньшую роль изучение их играет при палеореконструкциях стратовулканов и вулканокупольных структур. При исследовании локальных вулкано-структур важные данные могут быть получены в результате использования петрофизических, термобарогеохимических и петрохимических методов. Каждый из них в значительной степени помогает при диагностике фаций, а также дает дополнительные (а иногда решающие) сведения о последовательности формирования структур, взаимоотношениях слагающих их пород.

Наиболее распространенный метод исследования и одновременно способ отражения результатов палеореконструкции локальных структур — составление серии разрезов для каждого вулканического этапа, учитывающих все преобразования, происходящие в течение этапов и между ними.

Установление зон развития вулканизма тех или иных фаций и состава, залегание их — центриклинальное в палеовулканических депрессиях, периклиналиное в вулканических куполах, — устанавливаемое по прослоям туффовых и осадочных пород в стратифицированных вулканоогенно-осадочных отложениях, различия в строении подошвы и кровли потоков или покровов, взаимоотношения согласных и секущих субвулканических тел с вмещающими породами (залегание контакта), синвулканические разломы и трещины, а также многие другие признаки позволяют выяснить внутреннее строение вулканоогенных комплексов и структур. Однако последние часто значительно эродированы, сохраняются лишь реликты вулканических построек, которые к тому же бывают перекрыты более молодыми туфогенными и осадочными отложениями. Поэтому необходимо произвести палеореконструкцию как отдельных вулканических построек, выяснив их строение и взаимоотношение с наложенными складчатыми и разрывными нарушениями, так и всего рудного района, поля или месторождения.

Палеовулканогеологические реконструкции более просты в условиях слабоденудированных, например, отпрепарированных вулканических куполов, сложенных породами кислого состава, а также слабодислоцированных (пологоскладчатых) и достаточно хорошо обнаженных оса-

дночно-вулканогенных толщ. Такие условия чаще всего отмечаются в мезокайнозойских вулканических провинциях (например, на Малом Кавказе), но иногда и в палеозойских провинциях (на некоторых колчеданных полях Южного Урала, а также Алтая, в частности на Лениногорском рудном поле).

Однако в ряде рудных районов и полей, особенно в зонах смятия, вулканические структуры сильно деформированы, породы залегают очень круто или даже вертикально и к тому же бывают недостаточно хорошо обнажены. В таком случае реставрация вулканических сооружений, например на колчеданосных полях Среднего Урала (Левихинское и др.), Южного Урала (Юбилейное, Узельгинское — см. рис. 41, 42), а также Рудного Алтая (Тишинское, Белоусовское, Юбилейно-Снегирихинское и др. — см. рис. 4, 35), представляет собой необычайно сложную задачу, но в последние годы и она решена [2, 17, 37, 38, 44].

Длительная история развития вулканогенных структур подобных площадей должна быть установлена начиная с их заложения вплоть до денудации и захоронения. Основные этапы иллюстрируются серией палеовулканических схем и разрезов, последовательно раскрывающих историю развития вулканогенных структур. На наиболее крупномасштабных из них должны быть показаны проявления метаморфических и метасоматических пород, руд различного генезиса и возраста, связанных с вулканическими и вулканоплутоническими формациями. Для каждого этапа желательно выявить тектонические поля напряжений, структурно-петрофизический тип структур, комплекс петрофизических свойств вулканитов, метасоматитов и руд. На основании анализа всех этих данных и моделирования рудоносных структур могут прогнозироваться палеогеологические условия, благоприятные для образования промышленных рудных залежей вулканогенных месторождений.

*Геофизические методы изучения рудоносных вулканогенных структур.* Геофизические методы применяются для решения различных задач при поисково-разведочных работах, детальном геологическом картировании и изучении структур рудных месторождений. Промышленно-генетический тип месторождений полезных ископаемых и вид последних во многом определяются составом рудовмещающих пород, фациями осадочных, магматических и метаморфических образований, типом геологических структур. Рудовмещающим породам и рудам свойственны определенные физические и механические свойства, что позволяет с помощью геофизических методов расчленить осадочные, магматические и метаморфические комплексы пород и ассоциирующие с ними руды, определить состав, форму и глубину залегания интрузивов, выявить жерловые и другие вулканические зоны, наметить основные складчатые и разрывные нарушения, выделить и проследить маркирующие горизонты, пояса даек, рудных тел и т.п. [13, 26].

Геофизические поля являются векторными полями, так как помимо числовых значений физических параметров они характеризуются направлением их действия. Геологические (структурные, рудные, минералогические) и геофизические поля, хотя и имеют существенные раз-

личия, связаны между собой генетически. В зависимости от строения района геофизические и геологические поля могут быть простыми, сложными и весьма сложными. Вместе с тем тому или иному рудному району присущи средние значения параметров, т.е. районы имеют нормальные поля, на фоне которых выделяются аномалии.

Геофизическими методами на площадях рудных районов и полей выделяют поля распространения вулканогенных комплексов, вулканиты разного состава и фаций с целью реставрации вулканических структур и возрастной корреляции эффузивов. На гравиметрических картах по зоне наибольших градиентов силы тяжести оконтуриваются крупные вулкано-тектонические депрессии, центральные части которых характеризуются пониженными значениями силы тяжести в связи с тем, что они сложены вулканитами преимущественно кислого состава, обрамленными более плотными метаморфизованными осадочными толщами пород. При помощи детализационных гравиметрических работ уточняются углы падения контактов, мощности вулканитов и др.

Расчленение вулканогенных пород различного состава и выявление площадей их распространения производятся при помощи магнитометрических съемок — аэромагнитной с последующими наземными магниторазведочными маршрутами для уточнения границ, а также некоторых электроразведочных исследований и методов радиометрии. При крутых падениях вулканогенных толщ используются методы электропрофилеирования. Расчленение вертикального разреза кайнотипных эффузивно-пирокластических комплексов осуществляется методами электродирования. Для изучения разреза и корреляции вулканогенных образований применяется палеомагнитный метод, который заключается в установлении маркирующих горизонтов путем отбора ориентированных образцов и в последующем измерении полярности слагающих их пород.

Геофизическими методами можно выявлять реликты вулканических структур. Так, при аэромагнитной съемке вулканические аппараты центрального типа отмечаются изометричными аномалиями. Породам жерловой фации свойственны в большинстве случаев большие значения остаточной намагниченности, а также повышенная радиоактивность. Различия между ними могут быть значительными, поэтому аномалии над жерловинами фиксируются даже при аэрогеофизических съемках. Наземные магнитометрические, а также гамма-спектрометрические съемки уточняют характер аномалии и контуры жерловой зоны. Резкое увеличение остаточной намагниченности  $\Delta Z$  пород жерловой фации при их обратной по сравнению с эффузивами намагниченности отмечается на вулканах Центрального Казахстана (например, Жантау — рис. 51), Карпат, Малого Хингана и других палеовулканических провинций.

Геофизическими методами определяется положение палеовулканов в структурах земной коры. Так, сейсмическими методами под Гайским рудным полем (Южный Урал) установлено куполовидное поднятие опорного отражающего горизонта. Возможно это был периферический магматический очаг, питавший Гайский вулкан, с которым связано одноименное медноколчеданное месторождение.

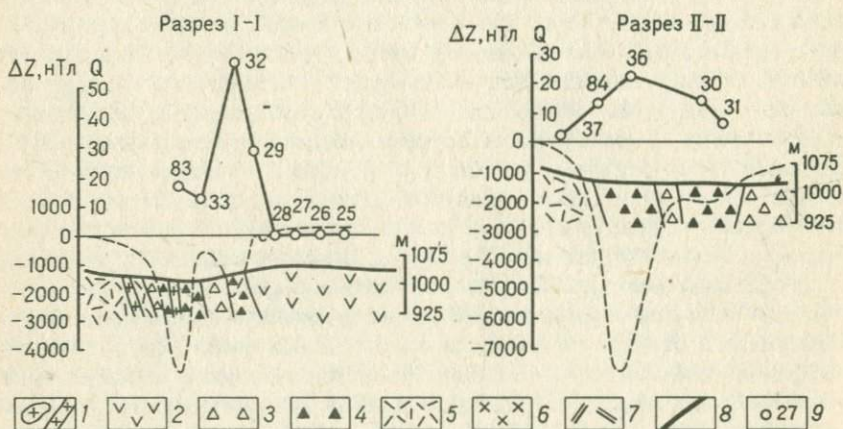
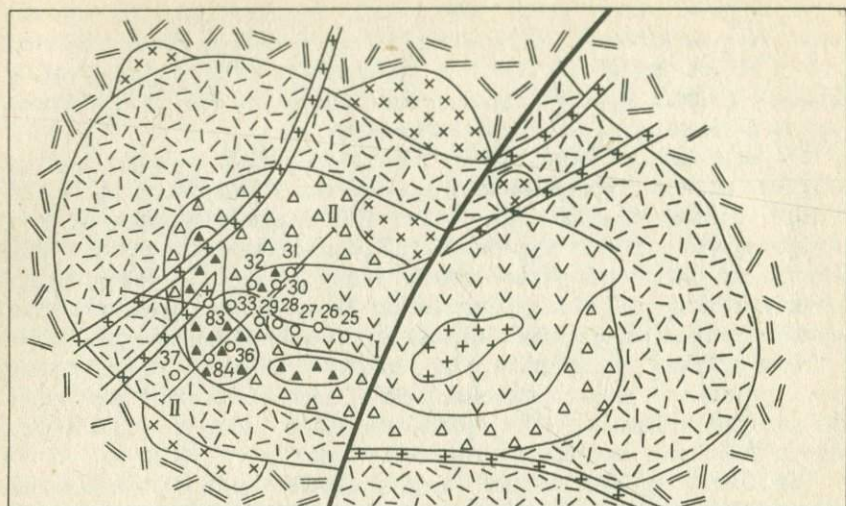


Рис. 51. Геологическая схема вулкана Жантау в Казахстане с данными магнитных характеристик пород (по В.В. Донских и И.Н. Кронидову).

1 — мелкие тела и дайки сиенит-порфиров; 2 — трахириолитовые порфиры третьей фазы деятельности вулкана; 3 — агломератные лавобрекчии трахириолитового состава второй фазы; 4 — то же, с преобладанием обломков основных лав; 5 — туфолавы и лавы трахириолитовых порфиров первой фазы; 6 — диоритовые и андезитовые порфиры более древнего вулкана; 7 — покровные вулканогенные породы; 8 — сброс; 9 — место взятия ориентированного образца и его номер

Вулкано-купольные структуры и центры кислого вулканизма, к которым приурочены медноколчеданные месторождения Южного Урала (Учалинское, Подольское, Юбилейное, Октябрьское, Озерное и др.), по данным В.И. Страхова и А.А. Цветковой, фиксируются в поле силы

тяжести локальными аномалиями, правда, по-разному — в зависимости от размеров структур и соотношения объемов вулканитов кислого и основного состава. Так, в Учалинском рудном районе эти структуры отмечаются отрицательными аномалиями (радиус усреднения 3 и 5 км), к краевым частям и эпицентрам которых тяготеют все известные месторождения и рудопроявления.

Синвулканические разрывные нарушения, контролирующие месторождения и залеченные субвулканическими телами, дайками и метасоматитами, трассируются линейными отрицательными аномалиями или их цепочкой. Перекрывающие рудоносные вулканогенные структуры вулканогенно-осадочные и осадочные отложения, которые выполняют обычно синклинали, имеют пониженную плотность по сравнению с нижежащими вулканитами. В поле силы тяжести им присущи относительно пониженные значения, а на картах локальных аномалий с радиусами усреднения 3 и 5 км они фиксируются отрицательными аномалиями. На этом фоне погребенные вулcano-тектонические структуры, к склонам которых могут быть приурочены зоны метасоматитов и рудные тела, выделяются положительными локальными аномалиями.

Интересный пример объемного картирования древнего вулкана, с которым связано Подольское рудное поле (Южный Урал), приводит В.П. Клемин. Оно было осуществлено на основании анализа данных профильной сейсморазведки (МОВ), гравиметрии и керна буровых скважин. Здесь намечается Южно-Подольский стратовулкан (с кальдерой обрушения размером 3 × 4 км), сложенный вулканогенным комплексом силурийско-девонского возраста. Он объединяет локальные вулканокупола, погребенные под туфоогенно-осадочными отложениями среднего — верхнего девона. К одному из таких вулканокуполов (рис. 52, II) приурочено Подольское медноколчеданное месторождение. Эти локальные вулcano-структуры, расположенные по периферии стратовулкана, на плане локальных аномалий с радиусом осреднения 1,5 км фиксируются гравитационными максимумами (см. рис. 52, II—VII). Последние подчеркивают положение краевых частей вулкана и колчеданосных вулканитов. Центральная часть вулкана, осложненная кальдерой обрушения (рис. 53), отмечается полем силы тяжести с пониженными значениями, осложненным в эпицентре локальным гравитационным максимумом.

Аналогичные физические поля характеризуют участки развития древних вулканов с кальдерами обрушения в центральных частях и насыщенных субвулканическими телами кислого состава. В их пределах расположены Гайское, Сибай и другие медноколчеданные месторождения Южного Урала.

С целью картирования скрытых рудоносных структур субвулканических тел и сопровождающих их автомагматических брекчий И.В. Елисеева, Г.Ю. Малашев и В.И. Пятницкий предлагают использовать разрабатываемый в ЦНИГРИ метод дипольных частотных зондирований геологического разреза электромагнитным полем (ДЧЗ). На изученном участке низкие значения удельных сопротивлений соответствуют комп-

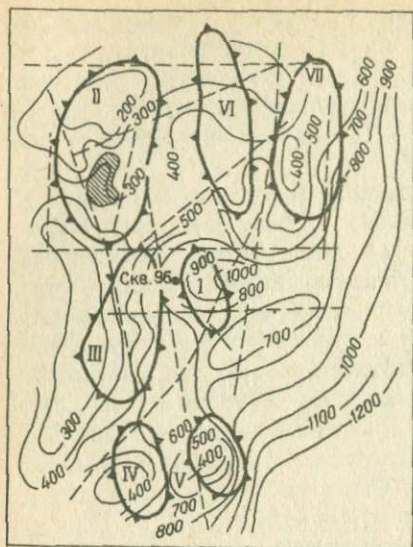


Рис. 52. Структурно-тектоническая схема Южно-Подольского стратовулкана (составлена В.П. Клеминым, Ю.Н. Петровым, И.И. Черновой).

1 — изопакеты туфогенно-осадочной толщи улутауской свиты ( $D_2 - D_3$ ); 2 — проекция Подольского рудного тела на дневную поверхность; 3 — тектонические нарушения, выделенные по данным гравиметрии, сейсморазведки и метода заряженного тела; 4 — области повышения гравитационного поля, характеризующие отдельные вулкано-купольные поднятия (II-VII) и, возможно, зоны с сульфидной минерализацией, а также кальдере обрушения Южно-Подольского стратовулкана (I)

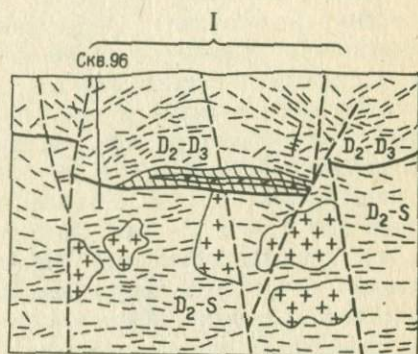


Рис. 53. Геосейсмический разрез кальдеры обрушения Южно-Подольского стратовулкана (по В.П. Клемину).

1 — площадки МОВ и условный отражающий горизонт, разделяющий туфогенно-осадочные образования ( $D_2 - D_3$ ) и эффузивные породы ( $D_2 - S$ ); 2 — тектонические нарушения, выявленные по данным сейсморазведки; зоны отсутствия отражающих площадок; 3 — с предполагаемым гидротермально-осадочным колчеданным оруденением; 4 — залеченные кислыми субвулканическими интрузиями и предполагаемыми гидротермально-метасоматическими колчеданными рудами. I — кальдере обрушения Южно-Подольского стратовулкана

лексам вулканитов существенно кислого состава, а высокие — интрузивным и вулканогенно-осадочным комплексам. С помощью этого метода были установлены мощность вулканогенных комплексов разного состава, характер строения их подошвы, подтверждено ранее предполагавшееся значительное развитие субвулканических тел, с которыми не только пространственно, но возможно и парагенетически связано малоглубинное оруденение. Метод ДЧЗ позволил определить некоторые особенности вулканогенной структуры месторождения в интервале глубин 500–1000 м.

Поисково-разведочная геохимия при изучении вулканогенных структур рудных полей и месторождений. Выявление первичных геохимических

ореолов имеет не только поисковое значение, но также помогает выявить типы и особенности рудоносных геологических структур. Первичные геохимические ореолы представляют собой образования, генетически единые с рудными телами, структурно-морфологические черты которых определяются особенностями в данном случае вулканогенных структур.

Размеры и морфология таких ореолов весьма разнообразны и зависят, по данным Л.Н. Овчинникова, С.В. Григорьяна и других исследователей, от геолого-структурной обстановки, условий залегания, размеров и конфигурации рудных тел, пестроты состава вмещающих пород, их физических свойств (в первую очередь, пористости), типа околорудных метасоматитов, проявлений дайкового комплекса и др. Первичные ореолы сингенетичны рудным телам и поэтому испытывают те же деформации. Это позволяет использовать их для реконструкции первичной обстановки рудоотложения.

Наглядным примером могут служить вулканогенные структуры колчеданно-полиметаллических месторождений Белоубинского синклинория (Рудный Алтай), изученные А.П. Трофимовым. Среди них выделяются месторождения двух типов: вулканогенного гидротермально-метасоматического — Чекмарь — и вулканогенно-осадочного — Шубинское.

Месторождения первого типа приурочены к вулкано-купольным структурам и ассоциируют с жерловыми и прижерловыми фациями пород кислого состава. Рудная залежь имеет форму грибообразного штокверка прожилково-вкрапленных руд, расширяющегося к верхним горизонтам (рис. 54). Отмечается вертикальная рудная зональность, выраженная в смене снизу вверх пирит-халькопирит-сфалеритовых руд барит-галенит-сфалеритовыми. Промышленные руды сформированы в две стадии: медно-цинковую и свинцово-цинковую. От центральных частей рудных тел к периферии и на глубину наблюдается смена зон гидротермально-метасоматических ассоциаций: кварцевой, кварц-серицитовой, кварц-серицит-хлоритовой. Образование структуры месторождения происходило, по данным В.И. Старостина и А.П. Трофимова, в обстановке вертикального сжатия и горизонтального радиального растяжения.

Месторождения вулканогенно-осадочного типа тяготеют к межвулканическим депрессиям, выполненным ритмично переслаивающимися вулканогенно-осадочными и терригенными породами. Форма рудных залежей — уплощенные линзы, ленты, пласты (рис. 55), ориентированные по простиранию депрессий и сложенные густовкрапленными или массивными слоистыми серно-, медноколчеданными и медноцинковыми рудами. Геодинамический режим рудообразования характеризовался, по данным тех же авторов, обстановкой с горизонтально действующими сжимающими и растягивающими усилиями.

Первичные геохимические ореолы месторождений вулканогенного гидротермально-метасоматического типа имеют грибообразную форму, значительные вертикальные размеры, хорошо проявленную вертикальную растянутую центробежную зональность (снизу вверх: Co, Mo, Cu, Zn,

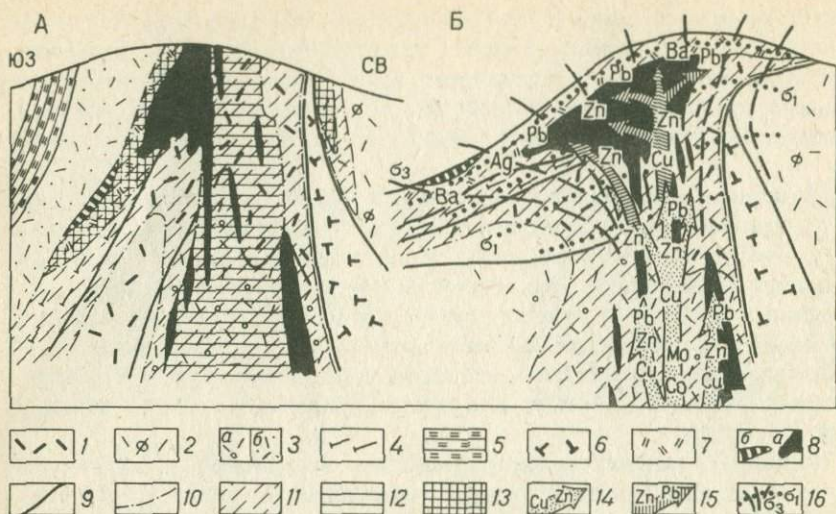


Рис. 54. Геолого-геохимический разрез (А) и палеорекострукция (Б) месторождения Чекмарь (по А.П. Трофимову).

Успенская свита ( $D_{2ef_2us}$ ): 1-2 - риолитовые порфиры (1 - экструзивные, 2 - эффузивные), 3 - туфы риолитовых порфиров (а - витрокластические, б - литокластические), 4 - туффиты, туфоалеволиты; 5 - алеволиты белобуинской свиты ( $D_{2-3bl}$ ), 6 - субвулканические риолитовые порфиры ( $D_2$ ); 7 - микрокварциты; 8 - рудные тела: а - гидротермально-метасоматические, б - вулканогенно-осадочные; 9 - геологические границы; 10 - контуры геохимических ореолов; 11 - комплексный геохимический ореол ( $Cu + Pb + Zn$ ); 12-13 - геохимические ореолы отношения  $Pb + Zn/Cu^2$  ( $12 < 0,1$ ;  $13 > 100$ ); направления движения рудоносных растворов и геохимическая зональность для стадий: 14 - медноцинковой, 15 - свинцово-цинковой; 16 - оси главных нормальных напряжений:  $\sigma_1$  - максимальных,  $\sigma_3$  - минимальных

Pb, Ba), резко асимметричны (см. рис. 54). Ореолам месторождений вулканогенно-осадочного типа присущи небольшие вертикальные и значительные горизонтальные размеры, лентовидная форма, ритмичное строение, одинаковые вертикальные и латеральные ряды зональности (снизу вверх и от центра к периферии: Co, Ni, Mo, Cu, Zn, Pb, Ba - см. рис. 55).

А.П. Трофимовым установлена связь физико-механических свойств горных пород с первичными геохимическими ореолами месторождений вулканогенного гидротермально-метасоматического типа (месторождение Чекмарь). В пористых и проницаемых породах возникали обширные геохимические ореолы, ограниченные в пространстве жесткими, слабопроницаемыми разностями пород. Ореолы Cu, Co, Mo развиты в породах с повышенными значениями эффективной пористости ( $\Pi_{эф}$ ) и условно мгновенного насыщения (А), низкими упругими свойствами, высокими значениями комплексного петрофизического коэффициента ( $K_{пк}$ ). Ореолы Zn, Pb, Ba наиболее обширны среди пород с относительно пониженными значениями  $\Pi_{эф}$ , А, более высокими упругими свойствами, низкими значениями  $K_{пк}$ .

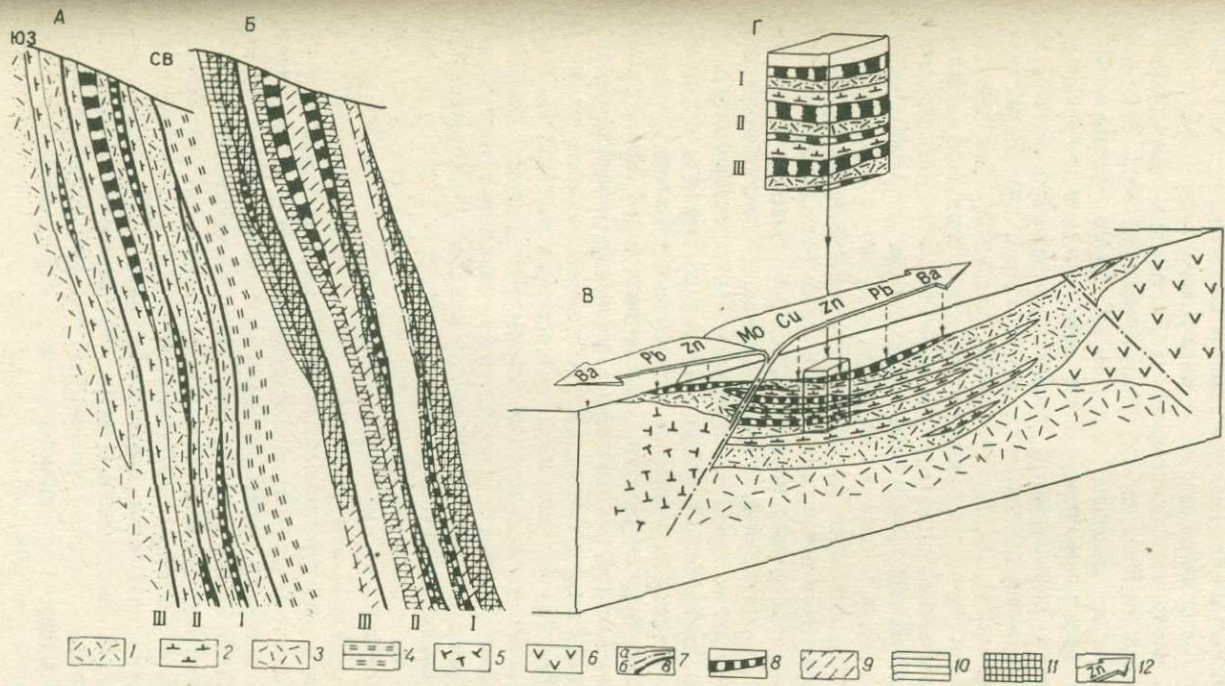


Рис. 55. Геологический (А) и геохимический (Б) разрезы и палеотектоническая реконструкция (В) Шубинского месторождения с фрагментом (Г) строения рудной зоны (по А.П. Трофимову).  
 Успенская свита ( $D_2ef_2us$ ): 1 – мелкообломочные туфы, туффиты, туфоалевролиты, 2 – андезитобазальтовые порфириты и их туфы, 3 – риолитовые порфиры; 4 – алевролиты белоубинской свиты ( $D_{2-3}bl$ ), 5 – субвулканические риолитовые порфиры ( $D_{2-3}$ ); 6 – субвулканические диабазы; 7 – границы; а – геологические, б – геохимических ореолов, в – ритмов; 8 – рудные тела; 9 – комплексный ореол; 10–11 – ореол отношения  $Pb \times Zn/Cu^2$  ( $10 < 0,1$ ;  $11 > 100$ ); 12 – направление движения рудоносных растворов и геохимическая зональность. I – III – вулканогенно-осадочные ритмы

На Южном Урале, по данным Г.Н. Засухина и других геохимиков, изучавших медноколчеданные месторождения, наборы геохимических признаков рудоносности различаются для открытых, закрытых и двухъярусных структур. Открытые вулканогенные структуры в зонах линейной складчатости в крутонаклоненных толщах силура и девона (например, Маканское рудное поле) характеризуются зональными геохимическими аномалиями, выявляющимися по типоморфному комплексу рудных элементов. С ними связаны линейные геохимические аномальные зоны сложного строения и большой (до 40 км) протяженности. На участках с промышленным оруденением мощность зон обычно уменьшается. В закрытых структурах распространены пологозалегающие эффузивные и пирокластические породы силура и девона, слагающие вулканические постройки центрального типа. В их пределах отмечаются сложные закрытые ореолы (например, на Октябрьском месторождении). Для оценки перспектив закрытых структур кроме исследования валового состава пород на рудные элементы типоморфного комплекса следует изучать геохимические особенности сульфидной вкрапленности, а также применять специальные методы — анализы на ртуть, йод, щелочные металлы.

На площадях развития двухъярусных структур рудоносные вулканогенные структуры нижнего яруса, как, например, на Подольском месторождении, погребены под туфогенно-осадочными отложениями верхнего яруса. Часть ореола, расположенная в нижнем ярусе, имеет четкое зональное строение, хорошо увязывающееся с метасоматической зональностью. Эндогенные ореолы захватывают также отложения верхнего яруса и фиксируются на поверхности в виде кольцевых или цепочечных аномалий. Геохимический спектр сульфидов, сформировавшихся в результате пострудной гидротермальной деятельности того же рудогенерирующего очага, обычно близок к спектру рудных тел, но вертикальная зональность обычными методами не фиксируется. Наличие таких аномалий позволяет прогнозировать рудные тела на глубине до 1,5 км. На площадях с зональными геохимическими ореолами по характеру геохимических спектров определяется глубина эрозионного среза рудоносных вулканогенных структур и соответственно залегания рудных тел.

## ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

Этот раздел написан по данным и представлениям В.И. Старостина.

На большом фактическом материале, полученном при детальном изучении вулканогенных месторождений, установлена их полигенная и полихронная природа. Поэтому все более важное значение приобретают вопросы расшифровки структур рудных полей и месторождений и разработки методов реконструкции механизма образования этих структур и связанных с ними тектонических полей напряжений. Более того, в настоящее время нельзя вести целенаправленные научно обоснованные поиски без постановки специальных тектонофизических и петрофизических исследований, позволяющих определять палеонапряженно-деформированное состояние горных пород и руд [38].

*Методика исследований.* Представления о динамике развития геологических структур формируются в результате комплексного структурно-петрофизического анализа конкретных рудных объектов. Цели этого анализа — выявление палеотектонических полей напряжения на последовательных этапах становления рудоносных структур и определение при помощи изучения физических и механических свойств горных пород и руд условий возникновения и преобразования месторождений полезных ископаемых. Он базируется на данных детального геологического картирования, петро-, тектонофизического и микроструктурного методов исследований.

Все эти методы применяются при органическом сочетании полевых и лабораторных работ. Полевые исследования позволяют установить основные черты геологического строения месторождений, сформулировать задачи, стоящие перед исследователем, целенаправленно отобрать пробы для лабораторного изучения и провести специальные наблюдения, откартировать ореолы вторичных гидротермально-метасоматических изменений и фаций регионального метаморфизма, выделить зоны различных тектонофаций и т.д.

Среди петрофизических методик одной из ведущих в структурном анализе месторождений является ультразвуковой структурный анализ пород и руд, который основан на теоретически установленной и экспериментально проверенной закономерной взаимосвязи упругих свойств и структуры твердых тел. Устанавливаемая по данным дирекционных измерений на ориентированных образцах индикатриса скоростей ультразвуковых волн позволяет оценить упругую анизотропию исследуемых объектов. Форма индикатрисы и абсолютные значения упругих параметров — функции минерального состава, условий образования, а также характера и интенсивности метаморфогенных преобразований. Восстановление палеотектонических полей напряжений осуществляется тектонофизическим, микроструктурным и петрофизическим методами.

*Тектонофизический метод* заключается в определении пространственного положения главных (нормальных и касательных) осей палеотектонических полей напряжения по сопряженным системам трещин скальвания, положению трещин отрыва, сплочатости, формам складок и другим структурным элементам. Сопряженность трещин скальвания определяется по ряду признаков: их слиянию, взаимному пересечению, противоположности направлений (знаков) смещения, постоянству угла между трещинами при общем изменении их ориентировки, аналогичной распространности и связи со структурой района, подобному и однообразному минеральному заполнению.

Все перечисленные признаки неоднозначны, и в последние годы они были существенно дополнены О.И. Гуценко, П.Н. Николаевым и В.Д. Парфеновым. Первый исследователь предложил графический метод выявления сопряженности по совокупности смещений вдоль поверхностей разломов. Этому условию будут удовлетворять пары трещин с общей кинематической плоскостью; из трещин, имеющих ту же кинематическую плоскость, что и данная, сопряженной считается та, у которой вектор смеще-

ния совпадает с касательной к следу кинематической плоскости и направление смещения противоположно исходному замеру.

П.Н. Николаев установил, что разброс сопряженных систем трещин на диаграммах симметричен друг другу, а направление разброса однозначно коррелируется с направлением действия главных нормальных напряжений. Если разброс направлен к плоскости симметрии, то вдоль нее ориентировано главное нормальное напряжение растяжения. В обратном случае вдоль плоскости симметрии будет ориентировано главное нормальное напряжение сжатия. В общем случае для сопряженных трещин типична устойчивость морфологических и кинематических характеристик в пределах однородных по геологическому строению блоков пород или отдельных фрагментов крупных региональных структур. Ориентировка осей главных нормальных напряжений при наличии достоверно установленной пары одновременно возникших трещин скола (или их систем) определяется следующим образом: для минимального ( $\sigma_3$ ) — биссектрисой острого угла между трещинами; для максимального ( $\sigma_1$ ) — биссектрисой тупого угла; для среднего ( $\sigma_2$ ) — линией пересечения трещин. Трещины отрыва всегда располагаются перпендикулярно к оси наибольшего растягивающего усилия.

По элементам залегания складок также можно реконструировать положение осей напряжения. Для этого в полевых условиях необходимо установить механизм их формирования. Наиболее распространены в природе два типа складок: продольного и поперечного изгиба. В складках продольного изгиба поле напряжений имеет следующую ориентировку: ось  $\sigma_3$  действует в направлении, перпендикулярном к осевой плоскости,  $\sigma_2$  совпадает с положением шарнира, а  $\sigma_1$  перпендикулярна к обеим ( $\sigma_3$  и  $\sigma_2$ ) осям. В складках поперечного изгиба оси  $\sigma_1$  и  $\sigma_3$  расположены в вертикальной плоскости ( $\sigma_3$  вертикальна, а  $\sigma_1$  горизонтальна), перпендикулярной к шарниру, а ось  $\sigma_2$  совпадает с ним.

В.Д. Парфеновым в основу исследований был положен метод кинематического анализа тектонитов, сущность которого заключается в статистическом изучении пространственного распределения направлений смещений, включая борозды скольжения и векторы смещений в двойниках и пластинках излома. По ним восстанавливаются квазиглавные оси нормальных напряжений  $\sigma'_{1,2,3}$ , построенные для отдельных сколов или двойников. Ориентировка осей главных нормальных напряжений  $\sigma_{1,2,3}$  ( $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$ ) соответствует среднестатистическому положению совокупности соответствующих квазиглавных осей напряжений.

Использование для реконструкции напряжений направлений смещений по сравнению с традиционным тектонофизическим методом сопряженных сколов имеет ряд преимуществ, главные из которых состоят в том, что при кинематическом анализе нет необходимости выделять главные сопряженные системы трещин и достаточно уверенно могут быть выявлены два (иногда три) поля напряжений. Важное достоинство рассматриваемого метода — единая метрическая основа использования его как на макро-, так и на микроскопическом уровнях исследования, что позволяет сравнивать результаты измерений.

На практике работа по реконструкции полей напряжений заключается в следующем. На месторождении в карьере и обнажениях в каждой геологической точке замеряются элементы залегания слоистости, сколов и борозд скольжения по возможности для нескольких систем трещин, характеризующихся разными знаками смещений, и фиксируется частота трещиноватости. При наличии прожилков устанавливаются основная и оперирующая ее системы, выясняются возрастные взаимоотношения между системами прожилков и сколов. Отбираются также ориентированные образцы баритовых и карбонатных пород, из которых затем изготавливают ориентированные шлифы.

Реконструированные для каждой точки наблюдения оси главных напряжений  $\sigma_{1,2,3}$  проектируются на геологическую карту и разрезы; одноименные проекции осей напряжений соединяются между собой в траектории. Анализируя положение последних (или, точнее, положение плоскости, проходящей через направление главного смещения в плоскости и полюс разрыва) относительно разрывных нарушений определяется пространственное положение направлений смещений по ним. Кроме того, выделяются площади, характеризующиеся сходным типом строения полей напряжений, и устанавливается природа разделяющих их границ.

При *микроструктурном анализе* в ориентированных шлифах из баритовых пород и кальцитовых жил выявляются кристаллографические индексы плоскостей двойников и пластинок излома, для которых, исходя из известных соотношений между оптическими и динамическими направлениями, рассчитываются квазиглавные оси нормальных напряжений. Затем определяется пространственная ориентировка главных осей  $\sigma_{1,2,3}$  как среднестатистических соответствующих квазиглавных осей напряжений.

Для выделения одного поля напряжений используются квазиглавные оси в пределах конуса, угол раствора которого, как правило, не превышает  $90^\circ$ . Для каждого скола рассчитывают коэффициент  $S_0$  по следующей формуле:  $S_0 = \sin \alpha \cos \lambda$ , где  $\alpha$  и  $\lambda$  углы между направлением  $\sigma_3$  и соответственно плоскостью скольжения и линией смещения; сопоставляют величины коэффициента с частотой трещиноватости данной системы. Низкое значение  $S_0$  (0,15–0,2) при высокой частоте трещиноватости служит основанием для отнесения этой системы к другому полю напряжений.

*Анализ микродеформационных признаков* — важный способ реконструкции полей напряжения в кварцсодержащих породах. К таким признакам относятся волнистое погасание и деформационные ламелли. Последние представляют собой узкие (около 2 мкм) плоскостные или лентообразные микроструктуры. Экспериментально показано, что ламелли наклонены под углами  $45\text{--}55^\circ$  к оси растяжения. Они образовались в результате сдвиговых деформаций в плоскостях, параллельных грани (0001) кристалла кварца. Восстановление ориентировок главных нормальных осей напряжений осуществляется тремя способами, разработанными Е. Хансеном, Н. Бергом, Н. Картером, М. Фридменом и К. Рэлеем; это способы сопряженных ламеллей, переориентировки оптических осей

и стрелок. Все они базируются на данных статистических замеров полюсов ламеллей и оптических осей зерен кварца и при совместном использовании дают возможность обоснованно реконструировать палеотектонический режим.

Способ сопряженных ламеллей основан на том, что ориентировки деформационных структур в отдельных зернах статистически должны быть связаны с ориентировкой осей главных нормальных напряжений, обусловивших деформацию агрегата. Изучение преимущественных ориентировок полюсов деформационных ламеллей в породах показало, что последние образуют либо два максимума, отстоящие друг от друга примерно на  $90^\circ$ , либо два пояса, включающие максимумы. По предположению ряда исследователей, в дальнейшем подтвержденному экспериментами, деформационные ламелли формируются в плоскостях высоких сдвиговых напряжений и могут быть использованы для восстановления осей главных нормальных напряжений. В породах, имевших первоначально беспорядочную ориентировку кристаллов кварца и перенесших сжатие (при  $\sigma_1 = \sigma_2$ ), полюсы ламеллей должны образовать в проекции маленькие круговые пояса, отстоящие на  $45^\circ$  от оси  $\sigma_3$ . Аналогичные пояса должны возникать около  $\sigma_1$  при  $\sigma_3 = \sigma_2$ . В породах, подвергнувшихся более общему состоянию напряжения ( $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ ), наибольшие концентрации полюсов ламеллей должны формировать два максимума, наклоненные под углами около  $45^\circ$  к  $\sigma_3$  и лежащие в плоскости  $\sigma_1 - \sigma_3$ . Этот метод, однако, наименее достоверен в тех случаях, когда необходимо определить, какая из двух осей, лежащих в этой плоскости, соответствует сжатию, а какая — растяжению.

Способ переориентировки оптических осей обусловлен тем, что в пределах зерен кварца обычно есть более и менее деформированные участки, причем первые характеризуются более густыми ламеллями. Наличие волнистого погасания свидетельствует о том, что разворот кристаллической структуры кварца происходил в процессе деформации неравномерно и был более значительным на тех участках, где ламеллей больше. Вследствие этого ориентировка оптических осей кварца в участках зерна, деформированных в различной степени, оказывается неодинаковой. Замеряя на федоровском столике положение оптической оси кварца в более или менее деформированных частях отдельных кварцевых зерен и соединяя соответствующие замеры отрезками дуги больших кругов, можно получить диаграмму, по которой устанавливается ориентировка осей главных нормальных напряжений, вызвавших деформацию. При этом следует иметь в виду, что оси кварца ( $C_1$ ) в более деформированных участках зерен лежат ближе к  $\sigma_3$ , чем оптические оси кварца ( $C_0$ ) в менее деформированных блоках, а плоскости, включающие  $C_1$  и  $C_0$ , в отдельных зернах содержат  $\sigma_1$  и  $\sigma_3$  для  $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ .

Способ стрелок учитывает следующее. Исследование относительных ориентировок полюсов деформационных ламеллей и оптических осей вмещающей их части зерна ( $C_1$ ) в экспериментально и естественно деформированных кварцитах показало, что плоскости, содержащие как полюс ламелли, так и ось  $C_1$ , включают  $\sigma_1$  и  $\sigma_3$  (при  $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ ).

Соответствующие замеры полюса деформационных ламеллей и оптической оси содержащих их зерен кварца наносятся на диаграмму и соединяются отрезком дуги больших кругов со стрелкой, ориентированной в направлении полюса ламелли. Диаграммы, построенные таким образом по большому числу замеров, позволяют выявить положение осей главных нормальных напряжений, причем стрелки на такой диаграмме указывают направление оси  $\sigma_1$ .

Для правильного использования изложенных способов необходимо учитывать ряд замечаний: 1) применение способов стрелок и переориентировки оптических осей не зависит от того, происходила ли переориентировка осей  $C$  кварца в присутствии воды, так как результаты обоих этих процессов, протекающих при одних и тех же температурах и давлениях, оказываются весьма близкими; 2) описанные способы применимы только для кристаллов кварца, содержащих ламелли, наклоненные под углами  $10-30^\circ$  к плоскости (0001); эта ориентировка наиболее обычная для тектонитов; 3) для исследования желателен набор ориентированных шлифов пород, богатых кварцем; число замеров осей кварца и деформированных ламеллей должно быть не менее 30-60.

Точность определения ориентировок осей главных нормальных напряжений указанными методами зависит от точности отбора ориентированного образца для изготовления шлифа, точности замера ориентировок структурных элементов на федоровском столике, точности графических построений на сетке В. Шмидта и составляет приблизительно  $5-10^\circ$ .

*Петрофизический метод* базируется на реконструкции палеотектонических обстановок по физико-механическим свойствам пород и руд. Наиболее разработан в настоящее время ультразвуковой структурный анализ, позволяющий выявить пространственную ориентировку индикатрисы упругих волн, которая, в свою очередь, закономерно связана с существующими или существовавшими полями напряжений [38].

Петроструктурная, петроструктурно-деформационная и хрупко-деформационная анизотропия упругих свойств формировалась под воздействием палеотектонических полей напряжений. Она связана со степенью упорядоченности в ориентировке минеральных зерен и с системами макро-, микро- и субмикроскопической трещиноватости. Породы и руды, образовавшиеся в условиях равномерного гидростатического давления, в большинстве случаев упруго-изотропны. Анизотропия в них может появиться позже под влиянием динамометаморфических процессов.

Учитывая сложную полигенно-полихронную природу структуры породы и упругой анизотропии, целесообразно было бы рассмотреть основные группы индикатрис продольных ультразвуковых волн и возможные модели геодинамических обстановок, приведших к их формированию. Однако таких групп слишком много, поскольку каждый геологический процесс приводит к становлению целой гаммы структурных модификаций в породах и рудах. Даже в рамках одной серии образо-

ваний, например, осадочной, в настоящее время трудно дать исчерпывающую характеристику всех типов и подтипов индикатрис. Это связано с широкими вариациями условий формирования на стадиях как собственно седиментогенеза, так и диагенетического преобразования осадка. Поэтому на раннем этапе интерпретации полученных данных о составе, структуре породы и ее упругой индикатрисе отвлечемся от генетических вопросов и рассмотрим формы индикатрис, обусловленных трещиноватостью различных масштабных уровней (микро- и субмикроскопического размера) и разной степенью упорядоченности в ориентировке порообразующих минералов.

Упругая анизотропия, вызванная трещиноватостью, предопределена тем, что скорость упругой волны при пересечении микротрещин и пор уменьшается, и тем заметнее, чем большее число трещин и под большим углом встретится на ее пути. Экспериментально можно оценить роль трещиноватости в создании общей анизотропии породы в том случае, когда развитые в ней трещины обладают формой и размерами, позволяющими насытить их жидкостями, т.е. составляющими эффективную пористость. В этом случае образец исследуют в двух состояниях: абсолютно сухом и максимально насыщенном. Поскольку трещиноватость и пористость всегда понижают скорости продольных волн, то на диаграмме насыщенного образца скорости будут выше, чем на диаграмме сухого, или по крайней мере равны. Вычитая из первой диаграммы вторую, получаем новую диаграмму, на которой отражена анизотропия упругих волн, обусловленная исключительно ориентировкой микротрещиноватости. На этой диаграмме максимумы приращений скоростей коррелируются с направлением перпендикуляров к плоскостям систем микротрещин.

Наиболее распространены три варианта ориентировок микротрещин: беспорядочная, плоскостная и линейная. В первом случае на диаграмме приращений скоростей упругая индикатриса имеет форму шара, во втором — плоского эллипсоида и в третьем — веретена или удлиненного эллипсоида вращения. Если в породе развиты две (или больше) системы микротрещин, то на диаграмме получаем сложную индикатрису с несколькими максимумами и минимумами. В дальнейшем описанный тип нарушений сплошности будем называть микротрещиноватым, отделяя от более мелкой субмикроскопической трещиноватости.

По объему субмикроскопическую трещиноватость и пористость можно оценить, вычитая из общей (абсолютной) пористости эффективную. Однако выявить ее пространственную ориентировку экспериментально очень сложно, а с учетом потребности в экспрессности анализов — нецелесообразно, поэтому используют косвенные способы, основанные на сопоставлении петрофизических и микроструктурных диаграмм. Например, в кварцсодержащих породах к субмикроскопическим трещинам относятся деформационные ламелли. Имея для этих пород диаграмму с приращениями скоростей продольных волн и полюсов деформационных ламеллей, мы можем оценить степень совпадения в ориентировке микро- и субмикроскопических систем трещиноватости. В де-

формированных породах часто ориентировка трещин обоих рангов размерности одинакова. Установление на ранних стадиях исследования подобного факта существенно облегчает дальнейший структурный анализ рудных объектов. Геодинамическая интерпретация трещин обоих рангов не различается. Отличия между ними заключаются только в том, что микротрещины имеют размеры, превышающие зернистость основной массы мелко- и тонкозернистых пород, а субмикроскопические трещины в этих же образованиях не выходят за пределы отдельных зерен породы и рудообразующих минералов и среднестатистически с ними сопоставимы (длины их десятки — сотни микрометров).

Анализ и сопоставление данных лабораторных и полевых исследований макро-, микро- и субмикроскопических систем трещин, возникших в результате одного палеотектонического поля напряжений, показали полную идентичность их пространственной ориентировки. В связи с этим для интерпретации вполне применимы разработанные М.В. Гзовским, О.И. Гущенко и П.Н. Николаевым положения о сопряженных системах сколовых нарушений и об использовании их для реконструкции палеотектонических режимов деформирования. Во всех случаях направление максимального сжатия будет совпадать с биссектрисой острого угла между сопряженными сколами; среднее напряжение будет действовать вдоль линии пересечения, а максимальное растяжение ориентировано по биссектрисе тупого угла. На петрофизических диаграммах, так же как и на диаграммах трещиноватости, выявляются симметричные пары максимумов (приращений скоростей продольных волн) или минимумов (коэффициентов анизотропии), каждый из которых в свою очередь имеет асимметричное строение. Подобное явление, согласно исследованиям П.Н. Николаева, объясняется тремя группами факторов: 1) изменениями ориентировки и величины напряженного состояния деформированного тела и, как следствие, — угла скальвания, происходящими в процессе длительного трещинообразования; 2) возникновением при формировании разрывов значительного разброса значений напряжений, что связано со статистическим характером природы разрушений; 3) происходящим в результате нарушения сплошности тела восстановлением нарушенного литостатического состояния. Процесс будет продолжаться в определенном интервале скальвающих напряжений при увеличении угла скальвания к его конечным фазам. Следовательно, в условиях длительного воздействия однородного поля напряжений на горные породы трещины начинают формироваться при углах скальвания, минимальных для данного типа образований и конкретных условий деформирования. Этот процесс завершается появлением разрывов, возникших при несколько больших углах. Образовавшийся разброс в положении трещин скальвания будет направлен от оси носительного сжатия в сторону оси растяжения.

Упругая анизотропия, вызванная ориентировкой породы и рудообразующих минералов, широко распространена в природе. Она отмечается в осадочных, магматических и метаморфических породах и во всех случаях определяется степенью упорядоченности слагаю-

щих их минеральных агрегатов. Природа ориентированных текстур и структур часто вызвана господствующим в той или иной зоне термодинамическим режимом формирования или преобразования пород и руд. Ведущую роль в этих процессах играют гидропластический, кливажный и метаморфический механизмы пластического течения, установленные Е.И. Паталахой.

В масштабах образца (10 x 10 x 10 см) типичным элементарным структурным узором будет система параллельных плоскостей, в пределах которых располагаются две ортогонально ориентированные друг относительно друга системы линейности. Плоскости представляют собой либо кливаж (в понимании Е.И. Паталахи), либо флюиальность магматических тел, либо поверхности гидропластического течения. Системы линейности соответствуют положению осей  $a$  и  $b$  структурных координат, ориентированных следующим образом относительно микроскладок течения:  $a$  — перпендикулярно к шарниру складки, расположенной в осевой плоскости,  $b$  — согласно с шарниром и  $c$  — перпендикулярно к осевой плоскости. На диграммах коэффициентов анизотропии скоростей продольных волн направление оси  $c$  фиксируется линейным минимумом, плоскость  $ab$  — поясом повышенных значений коэффициентов, оси  $a$  и  $b$  — соответственно основным и дополнительным максимумами; последний не всегда проявляется отчетливо. Описанной картине распределения коэффициентов анизотропии соответствует модель поля напряжений, в которой сжатие направлено по оси  $c$ , а растяжение по оси  $a$  и среднее напряжение ориентировано вдоль оси  $b$ .

Таким образом, намечаются два основных типа индикатрис параметров упругой анизотропии. Первый связан с системами разномасштабной трещиноватости, а второй отражает элементы структуры твердых тел, сформировавшиеся в результате сдвигового дискретно-ламинарного течения. Для первого типа характерны два симметричных минимума коэффициентов анизотропии, имеющие асимметричное строение. Второй тип представлен одним четко выраженным минимумом и поясом повышенных значений коэффициента, в пределах которого расположены один или два максимума. Он всегда ассоциирует с первичными или вторичными структурами течения.

В реальных объектах рассмотренные крайние типы часто встречаются совместно, значительно усложняя форму индикатрис упругих параметров. Чтобы оценить долю каждого типа в общей анизотропии исследуемого материала, необходимо на всех стадиях изучения объекта привлекать данные детальных микроструктурных, петрографических и петрофизических исследований. Особо следует подчеркнуть важность объемного анализа полученных результатов: нанесение их на разрезы, планы, схемы и блок-диаграммы; тесную увязку с особенностями геологического строения; проведение палеореконструкций; выделение этапов и стадий формирования рудовмещающих структур.

*Геодинамические обстановки формирования вулканогенных структур.* Вулканогенные структуры — неотделимая часть всей гаммы геологических структур, развитых в земной коре, и закономерности их обра-

зования, естественно, общие. В современной геотектонике наблюдаются два направления в изучении складок и разрывов: механическое и термодинамическое. Первое рассматривает тектонические элементы как результат эволюции формы определенных геологических тел под воздействием внешних тектонических сил.

Второе направление отводит значительную роль внутренним свойствам самих горных пород — способности деформироваться определенным образом в зависимости от их реологических характеристик и термодинамической обстановки. При этом возрастает роль физико-химических процессов (физико-химическая геомеханика), которые способны в условиях низких значений тектонических напряжений формировать сложные складчатые формы. Оба направления базируются на реальных процессах, контролирующих становление геологических структур, поэтому их необходимо учитывать в равной степени. Подобный синтез геометрического и термодинамического подходов к анализу региональных и глобальных складчатых систем осуществлен в работах В.В. Белоусова, Е.И. Паталахи, В.В. Эза и других геологов.

Любой механизм деформирования горных пород приводит к одновременному возникновению комплекса различных структурных элементов, объединяемых в своеобразный "структурный парагенезис". Под этим понятием понимается, вслед за Е.И. Паталахой, совокупность структур разных типов и масштабов, сформировавшихся в результате воздействия на породы и руды одного и того же тектонического режима, существовавшего в течение определенного временного интервала.

Наиболее полная систематика механизмов деформирования земной коры, базирующаяся на данных геометрического анализа складчатых и разрывных структур и результатов тектонофизического моделирования, была проведена М.В. Гзовским, который выделил семь ведущих типов: поперечное и продольное сжатие, горизонтальное сжатие при продольно-зональном удлинении, поперечный изгиб, горизонтальное растяжение, горизонтальный и вертикальный продольно-зональный сдвиг [38].

Накопившийся обширный материал по геодинамическим условиям становления и преобразования месторождений полезных ископаемых показывает, что независимо от термодинамического уровня деформирования и разнообразия геологических обстановок рудообразования можно выделить два класса режимов, создавших всю гамму рудоносных структур, — режимы сжатия и растяжения, каждый из которых в свою очередь состоит из типов и подтипов.

Геодинамические режимы растяжения характеризуются такими соотношениями нормальных и касательных напряжений (в пространстве и по абсолютным величинам), при которых процессы деформирования горных пород и руд приводят к увеличению их объема и трещинного пространства, а также общему понижению уровня напряженного состояния деформируемых объектов. По механизмам деформирования этот класс режимов разделяется на два типа: поперечного изгиба (блоково-штамповые поднятия) и горизонтального растяжения (рифтогенные раздвижки).

Механизм поперечного изгиба действует при формировании разнообразных по конфигурации и размерам блоковых антиклинальных складок, горст-антиклиналей, брахикуполов, вулканических и интрузивных кольцевых структур. К ним относятся также термогравитационные структуры всплывания (диапиры, гранитогнейсовые купола) и проявления гидравлической тектоники. Особенность тектонического режима этого типа — постоянная крутая ориентировка сжимающих усилий (минимальных главных нормальных напряжений) и горизонтальное или слабонаклонное положение растягивающих и промежуточных.

Геологические материалы и результаты моделирования тектонофизических обстановок на ЭВМ, проведенного С.А. Сандомирским, свидетельствуют о том, что при образовании блоковой складки (а это происходит почти всегда при формировании полистадийной вулканической постройки или более локальной структуры, в частности, вулканокупола) возникают проницаемые зоны сколовых трещин, идущие от краев воздымающегося блока вверх и к центру и венчающиеся более проницаемой куполовидной областью с сетью трещин отрыва, служащей своеобразной структурной ловушкой.

Образовавшееся при этом поле напряжений характеризуется максимальным сжатием вблизи штампа и максимальным растяжением в пределах куполовидной области отрывов. Эта анизотропия поля напряжений может быть движущей силой для перемещения жидкообразной фазы от областей сжатия к областям растяжения. Кроме того, если геологический разрез представлен толщей достаточно хрупких пород, открытых на уровне верхней кромки куполовидной зоны отрывов экраняющими породами, возникают благоприятные условия для формирования инъекционных жидких линз.

Примерами реализации в природе этих предпосылок могут служить брахикупольные структуры месторождений Чекмарь, Риддер-Сокольного и Малеевского на Рудном Алтае, а также горст-антиклинальная вулканогенная структура Майнаинского рудного поля в Центральном Казахстане.

Рудные тела в пределах вулканогенных брахикуполов представляют собой отдельные жилы, сменяющиеся вверх по разрезу жильными штокверками и еще выше — телами пластовой и неправильной формы, залегающими внутри кварц-баритовых куполов.

Отмеченная зональность и структура поля напряжений (по результатам моделирования) наиболее детально изучены В.И. Старостиним на Второй Юго-Западной залежи Риддер-Сокольного месторождения. Здесь кварц-баритовый купол и верхняя часть штокверковых руд совпадают с куполообразной областью отрывов, а нижняя часть штокверка и зона отдельных жил располагаются в области сколов. Участки разреза, соответствующие областям сжатия, лишены значительных рудных тел. Изложенная модель формирования рудоносного купола согласуется с данными о физико-механических свойствах пород. Рудовмещающий разрез сложен достаточно хрупкой толщей вулканогенно-осадочных пород крьюковской свиты среднего девона (коэффициент Пуассона 0,1—

0,2; модуль Юнга  $6,5-8,0 \cdot 10^4$  МПа), перекрытой пластом малопористых алевролитов (коэффициент Пуассона 0,2-0,3; модуль Юнга  $5,5-6,5 \cdot 10^4$  МПа).

Последовательность формирования купольных структур, намечаемая на основании геологических материалов и данных моделирования, такова. В периоды усиления тектонических движений в районе происходили локальные блоковые перемещения фундамента. На отдельных участках над блоками, поднимающимися с большей скоростью, не только развивались системы трещин, но и проявлялась гидродинамика пластовых вод.

Сложившиеся геодинамические условия вызвали мощное перемещение минерализованных растворов как из нижнепалеозойского фундамента, так и из нижней части вулканогенно-осадочного разреза по плоскостям разрывов и зон трещиноватости вверх к подошве горизонта алевролитов, залегающих в кровле туфогенных образований кряковской свиты.

В связи с многократностью блоковых подвижек внедрение жидкости происходило пульсационно. По мере поступления растворов зарождалась жидкая линза; увеличиваясь в объеме, она поднимала и частично раздвигала пластичные алевролиты. В структурном отношении поднимаемые слои осадков приобретали форму куполов, высота которых достигала нескольких десятков, а диаметр — сотен метров.

Формирование куполов происходило в результате двух крупных серий инъекций, разделенных относительно спокойным временем. По данным Б.Л. Чепрасова, процесс рудоотложения осуществляется в два крупных этапа: а) свинцово-цинковый кварц-карбонат-баритовый; б) свинцово-цинковый серицит-карбонатный. По мнению этого исследователя, число тектонических импульсов, влиявших на неравномерность распределения и отложения рудного и жильного материала, достигло десятков. При изучении минерального состава рудных тел установлено, что химический состав инъекций менялся во времени.

Внедрение жидкости в начале второго этапа образования линзы вызвало смещение ранее накопленного в ней минерального вещества, которое еще недостаточно отвердело; оно дробилось на куски и глыбы, а также пластично сминалось. Нагнетание минерализованных растворов привело к увеличению объема линзы, как считает Б.Л. Чепрасов, более чем вдвое. При этом сверхнапорные растворы смещали "глыбы" и "обломки" ранее накопленного минерального вещества и транспортировали их на периферию жидкой линзы. За время транспортировки внутри жидкой линзы глыбы меняли ориентировку, частично по краям сминались; после снятия тектонических напряжений под действием гравитационных сил они опускались на дно линзы, где внедрялись в жидкие осадки.

Не исключено, что в дифференцировании минеральных компонентов внутри жидкой линзы играли роль, с одной стороны, импульсные прорывы жидкости, а, с другой, — оседание минеральных частиц при многократных сейсмических встряшках. После снятия тектонических напряжений поступление жидкости прекращалось, и проявление инъекционного гидровулканизма завершалось. Жидкая линза оказывалась под влияни-

ем сил гравитации: на нее давили перекрывающая осадочная толща и толща морских вод. По-видимому, объем линзы уменьшался, так как часть растворов проникала в окружающие осадки.

Со снятием давления еще в жидкой минеральной среде выделялись пузыри газов, которые в дальнейшем сохранились в твердом минеральном теле в форме округлых полостей, каверн и пустот, покрытых щетками минералов. Последующее усиление тектонических движений обусловило возникновение разрывных нарушений, секущих ранее сформированное минеральное тело, и отложение в них новых порций вещества в виде жил, прожилков и т.д.

Иногда выделяются мелкие рудные тела "кометообразной" формы, установленные В.Н. Назаровым на Малеевском месторождении. Головная часть "кометы" сложена барит-свинцовыми рудами и имеет четкий верхний контакт. Хвостовая часть представлена шлейфом барит-полиметаллических прожилков и вкрапленности. Она ориентирована перпендикулярно слоистости вмещающих пород и руд.

В рассмотренных случаях определяющим фактором рудоотложения была гидравлическая тектоника. Ее роль заключалась в реализации благоприятного сочетания тектонофизических и гидродинамических процессов, приведших на ранних этапах к появлению жидкой линзы, увеличению ее объема, воздыманию пластичных слоев над ней в виде куполовидных образований, а на поздних этапах — к формированию в разрезе отложений минеральной линзы, обогащенной рудными компонентами.

Типичная рудоносная вулканическая купольная структура установлена В.И. Старостиным, А.П. Трофимовым и А.И. Прокопенко на месторождении Чекмарь (см. рис. 54, рис. 56, 57). На петрофизических диаграммах, составленных для первого горизонта (см. рис. 56), выявлены пояса повышенных значений скоростей продольных ультразвуковых волн, максимумы и минимумы анизотропии. Пространственный анализ петрофизических диаграмм подтверждает геологическое строение юго-западного сектора структуры. Пояса повышенных значений с максимумами, установленные на диаграммах микрокварцитов, туффигов и сплошных пирит-сфалеритовых руд, ориентированы вдоль полукольца структуры, в то время как минимумы — перпендикулярно залеганию пород.

Центральная часть месторождения, сложенная риолитовыми порфирами и их туфами, фиксируется круговым характером диаграмм с минимумами, расположенными в центре, и максимальными значениями в краевых частях. По данным тектонофизического анализа, проведенного на том же горизонте по сопряженным трещинам и рудным кварцевым жилам для структуры месторождения устанавливается близгоризонтальное действие растягивающих ( $\sigma_1$ ) и перпендикулярное им сжимающих ( $\sigma_3$ ) усилий (см. рис. 57), причем ориентировка сжимающих усилий на фланге близгоризонтальна, а в центре — близвертикальна. Это хорошо согласуется с результатами статистической обработки замеров ориентировки рудных прожилков, которыми сложена подавляющая часть гидротермально-метасоматического оруденения, представляющего собой основ-

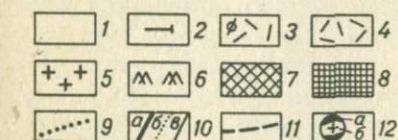
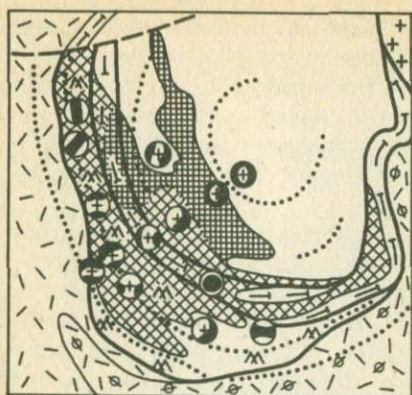


Рис. 56. Структурно-петрофизическая схема первого горизонта месторождения Чекмарь (по В.И. Старостину, А.П. Трофимову и А.И. Прокопенко).

1 — риолитовые порфиры и их витрокластические туфы; 2 — туфоалевролиты; 3 — лавы трахириолитовых порфиров; 4 — литокристаллокластические туфы; 5 — субвулканические риолитовые порфиры; 6 — гидротермальные микрокварциты; рудные тела: 7 — существенно свинцово-цинковые, 8 — медно-свинцово-цинковые, 9 — оси нормальных растягивающих усилий  $\sigma_1$ ; 10 — границы: а — литологических пачек, б — типов руд, в — прочие; 11 — тектонические нарушения; 12 — структурно-петрофизические диаграммы с максимумами (а) и минимумами (б) значений коэффициента анизотропии упругих свойств пород и руд

ную ценность месторождения. Прожилки и трещины образуют радиально-концентрическую систему.

Анализ сопряженных систем трещин, разломов, рудных прожилков, геолого-структурных данных, палеорекострукции на основе фациального и структурно-петрофизического методов позволили в истории становления структуры, как и в минералообразовании, наметить два этапа — синвулканический, состоящий из ранне- и поздневулканических подэтапов, и поствулканический. В ранневулканический подэтап образовался экструзивный купол. Его корневая часть, представленная крупным субвулканическим телом риолитов, обнажается на северо-восточном фланге

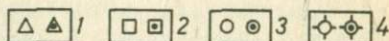
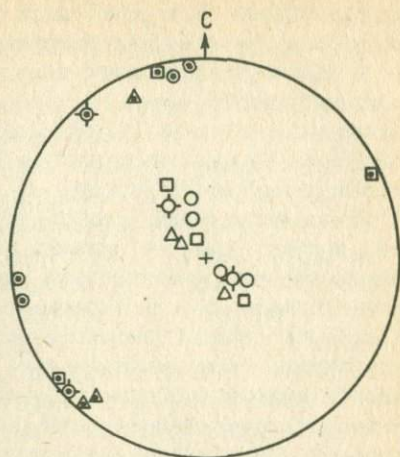


Рис. 57. Ориентировка сжимающих и растягивающих (знаки с точкой) осей напряженных трещин и рудных прожилков различного состава (по В.И. Старостину, А.П. Трофимову и А.И. Прокопенко).

Жилы: 1 — медноколчеданные, 2 — свинцово-цинковые, 3 — кварцевые безрудные; 4 — трещины без заполнения и разломы

месторождения. В верхней части купола и на его склонах в это время отлагались серые гидротермальные микрокварциты. О принадлежности их к ранневулканическому подэтапу свидетельствуют согласная форма залегания данных пород на породах купола, участие в складчатости, гематитизация верхних частей и согласное перекрытие их карбонатными осадками. Купольную структуру обрамляют туфы и туффиты кислого состава и карбонатные породы.

Поле напряжений данного подэтапа, восстановленное на анизотропии упругих свойств вулканогенных пород, характеризуется крутой веерообразной ориентировкой сжимающих усилий и горизонтальной концентрической — растягивающих. Для двух рудных стадий (второй и третьей) поздневулканического подэтапа палеотектоническое поле напряжений было восстановлено по сопряженным трещинам, выполненным прожилками пирит-халькопирит-сфалеритового, кварц-сфалеритового и кварц-сфалерит-галенитового состава. Оно оказалось унаследованным, аналогичным существовавшему в ранневулканический подэтап: растягивающие усилия были ориентированы горизонтально, а сжимающие — вертикально. В поствулканический этап деформационные процессы привели к тому, что вулканический купол был преобразован в брахиантиклинальную складку. Анализ синскладчатой трещиноватости показал, что в этот этап и растягивающие, и сжимающие усилия действовали в горизонтальной плоскости.

Полученные данные свидетельствуют о том, что процесс рудообразования протекал в поле напряжений с горизонтальными растягивающими и близвертикально расположенными сжимающими усилиями в вулканокупольной структуре месторождения. Геодинамические условия определили морфологию первичных геохимических ореолов и рудных тел месторождения. Впервые откартированная и подтвержденная двумя независимыми специальными методами исследования — тектонофизическим и структурно-петрофизическим — структура подобного типа представляет интерес для крупномасштабного прогнозирования как в Белоубинском синклиории, так и за его пределами.

К наиболее крупным структурам, формирующимся под воздействием механизма поперечного изгиба, относятся вулканотектонические горсты. Детально исследованный М.П. Щербуняевым и В.Д. Парфеновым в геологическом, тектонофизическом и структурно-петрофизическом отношениях горст этого типа составляет структуру Майкаинского рудного поля.

Согласно данным М.П. Щербуняева, рудное поле приурочено к положительной глыбово-складчатой структуре северо-восточного простирания, сложенной среднеордовикскими вулканитами при широком развитии субвулканических, жерловых и прижерловых образований, инъецированной относительно крупными плутоногенными массивами. Горст находится в узле пересечения субширотного глубинного Майсор-Торатского разлома с обычными для региона нарушениями северо-восточного простирания. Прилегающие флишево-граувакковые прогибы отделены от горста долгоживущими разрывными нарушениями. Породы, слагающие рудное поле, относятся к майкаинской серии, состоящей из трех свит

(снизу вверх): жериккудукской, поселковской и кураминской (рис. 58).

Жериккудукская свита подразделяется на подсвиту базальтовых порфиритов, афиритов, вариолитов, микродиабазов с горизонтами кремнистых алевротуффитов (1000–2000 м) и подсвиту трахиандезитобазальтов с горизонтами туфов, яшм, кремнистых аргиллитов (600 – 1000 м). Субвулканическая фация – габбродиабазы и андезитобазальты.

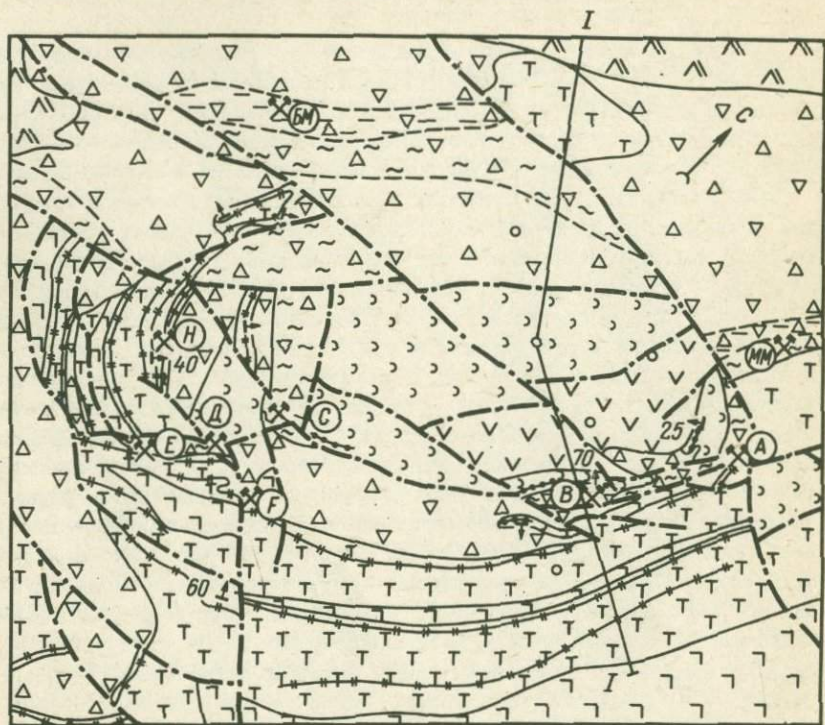
Поселковская свита включает туфы, брекчии и лавы андезитобазальтов и андезитов (300–400 м). Субвулканическая фация представлена силлами андезитобазальтов и крупным массивом брекчированных андезитов – андезитодацитов. На периферии горста и за его пределами вулканисты свиты замещаются тефроидно-граувакковыми породами.

Кураминская свита развита в ближайшей периферии рудного поля и сложена туфами смешанного и основного составов, лавобрекчиями умереннокислых вулканистов, основными витрокластитам, тефроидами с горизонтами кремнистых пород (350–500 м). Становление свиты сопровождалось внедрением многочисленных даек умереннокислого состава, крупного массива брекчированных риодацитовых порфиритов на западе рудного поля, формированием серии жерловин брекчированных трахиандезитобазальтов. Состав пород свиты варьирует в широких пределах. Образование рудовмещающего комплекса завершилось внедрением даек афиритовых базальтов и микродиабазов в рассланцованные андезиты – андезитодациты поселковской свиты. Породы майкаинской серии подвержены зеленокаменному перерождению эпидот-хлоритовой стадии. На широких площадях (низы разреза) развита гематитизация.

Основой структуры рудного поля является Центральная брахисинклинали, унаследовавшая кальдеру – почти правильный овал, вытянутый в общем для всего горста северо-восточном направлении (см. рис. 58). Все основные месторождения рудного поля расположены на ее крыльях. Брахисинклинали в ядре выполнена вулканистами поселковской свиты. Наибольшая прогнутость (проседание) в пределах синклинали составляет около 400 м. В современной структуре участок, в пределах которого распространены породы поселковской свиты, представляют собой провес над крупным субвулканическим массивом.

На рудном поле выделяются северо-западные, субширотные нарушения, переходящие в восточно-северо-западные и северо-восточные. Из анализа распространённости стратифицированных вулканистов можно сделать вывод о том, что здесь развита овально-концентрическая система сбросов, по которым произошло проседание вулканистов поселковской свиты.

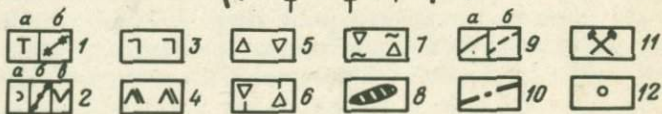
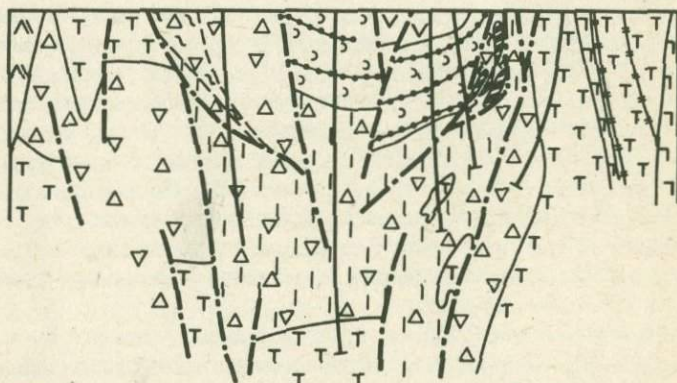
Субвулканический массив брекчированных андезитов – андезитодацитов на современном срезе занимает значительную площадь. Это полуовальное в плане тело с длинной осью около 10 км. В поперечном сечении оно представляет собой комбинацию лакколита в западной, линейной его части и лополита – в восточной, изометричной. Приподнятые края лополита обнажаются по периферии брахисинклинали, заполняя



Разрез I-I

СЗ

ЮВ



кальдерный шов и некоторые разрывные нарушения в пределах последней. Андезиты и андезитодациты представлены плагиоклазовыми, роговообманково-плагиоклазовыми, биотит-кварц-плагиоклазовыми разностями с гломеропорфировой структурой и микролитомикрогранобластовой основной массой.

Рудовмещающей структурой служит кольцевая зона рассланцевания в приуроченном к жерловине лополите андезитов — андезитодацитов, наследующая такие элементы прототектоники как слои течения и трещины отдельности. Все наиболее крупные и промышленно ценные месторождения расположены в восточном крыле Центральной брахисинклинали, осложненном Майкаинским глубинным разломом, и составляют Главную рудную зону.

Андезитодациты в процессе протомагматического преобразования и последующего рассланцевания из практически непроницаемых с комплексным петрофизическим коэффициентом ( $K_{\text{пк}}$ ), равным  $-0,55$ , становятся весьма благоприятными для рудозамещения ( $K_{\text{пк}} = 0,24 \div 1,89$ ). Вмещающие трахиандезитобазальты имеют невысокий  $K_{\text{пк}}$  ( $-0,34$ ), а экранирующие андезитобазальтовые туфы и лавы поселковской свиты характеризуются самыми низкими значениями  $K_{\text{пк}}$  (от  $-1,04$  до  $-1,26$ ).

По результатам акустического профилирования образцов выделяются четыре петрофизических типа диаграмм, отвечающих в различной степени анизотропным породам. Изучение геодинамической характеристики подтвердило общую картину дорудной деформации всех весьма разнообразных объектов, что следует из присутствия диаграмм с наиболее четко проявленными экстремумами (первая и вторая группа) как в трахиандезитобазальтах жериккудукской свиты, так и в прорывающих их субвулканических рудовмещающих андезитах и андезитодацитах, а также в андезитобазальтовых туфах и лавах поселковской свиты, экранировавших оруденение. В рудах диаграммы первого типа отсутствуют. По петрофизическим данным установлено три этапа деформаций (синвулканический, пред- и внутрирудный), важнейший из которых — второй, приведший к образованию гетерогенной проницаемой зоны рассланцевания с локальными структурно-петрофизическими экранами.

Детальные тектонофизические и микроструктурные исследования, проведенные В.Д. Парфеновым в Майкаинском карьере (рис. 59), позволили выявить серию палеотектонических полей напряжения: взбросовое, сбросовое и сдвиговое. Строение всех полей — сложное неоднород-

Рис. 58. Геологическое строение Майкаинского рудного поля (по М.П. Шебуняеву). 1 — жериккудукская свита: а — базальты, микродиабазы, трахиандезитобазальты, б — яшмы; 2 — поселковская свита: а — туфы и лавы андезитобазальтов, б — отдельные горизонты ритмичнослоистых туфов, в — лавы и брекчий андезитов; 3 — субвулканические диабазы, габбродиабазы; 4 — субвулканические риодациты; 5 — субвулканические андезиты — андезитодациты; 6 — порфиритоиды по андезитах — андезитодацитам; 7 — сланцы по андезитах — андезитодацитам; 8 — рудные тела; 9 — границы: а — геологические, б — фациальные; 10 — разрывные нарушения; 11 — месторождения (БМ — Большой Майкаин, ММ — Малый Майкаин, Н — Новое, А — Майкаин-А, В — Майкаин-В, С — Майкаин-С, Д — Майкаин-Д, Е — Майкаин-Е, F — Майкаин-F; 12 — скважины (на плане)

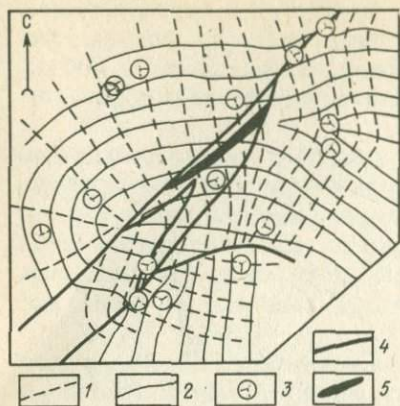


Рис. 59. Поле напряжений, восстановленное по сколам в структуре месторождения Майкаин (карьер), по В.Д. Парфенову.

Траектории главных нормальных напряжений: 1 — промежуточных ( $\sigma_2$ ), 2 — минимальных ( $\sigma_3$ ); 3 — диаграммы ориентировки осей напряжений, реконструированных по сколам; 4 — разломы; 5 — рудное тело

ваны субмеридионально, а оси  $\sigma_3$  в западно-северо-западном направлении, но в пределах рудной зоны наблюдается резкий изгиб этих осей напряжений. Ось  $\sigma_3$  склоняется круто на северо-запад. Такая ориентировка осей напряжений относительно рудной зоны свидетельствует о правостороннем смещении вдоль нее в этот период.

Двойники в баритах на месторождении Майкаин не установлены, хотя барит смят в напряженные, местами сгофрированные складки. Следовательно, пластическая деформация в нем совершалась путем трансляционного скольжения, подобно таковой в барите из полиметаллических месторождений Рудного Алтая. Возможно, это вызвано тем, что в глубоких частях структур месторождений существовали условия более значительных всесторонних давлений, но меньших дифференциальных напряжений, что делало двойникование неэффективным.

Проведенные исследования показали, что в поствулканический период в пред-, внутри- и пострудное время существовали палеотектонические поля напряжений разного типа: сдвигового, взбросового, сбросового, выявленные как по трещиноватости, так и по прожилкам. По-видимому, их развитие обусловлено, с одной стороны, периодичностью действия эндогенных сил, с другой — усложнением структуры месторождения в процессе деформации: дробления ее на все более мелкие блоки. Таким образом, смена одного типа поля напряжений другим (например, сдвигового поля сбросовым) — вполне закономерное явление, свойственное процессу разрушения горной породы вообще. Экспериментально

ное, обусловленное наличием исключительно гетерогенной геологической структуры. Взбросовые поля имеют сходный вид: траектории осей  $\sigma_2$  в них ориентированы в пределах большей площади карьера полого субмеридионально, а осей  $\sigma_3$  — полого субширотно, и только в южной части карьера наблюдается обратная картина. В рудной зоне отмечается резкий изгиб траекторий напряжений; в западной и восточной частях ее реконструированы области отсутствия сдвиговых деформаций.

Для сбросового поля напряжений характерны пологая северо-западная ориентировка осей  $\sigma_2$  и северо-восточное направление осей  $\sigma_1$  при крутом положении осей  $\sigma_3$ . В сдвиговом поле напряжений на большей части площади карьера оси  $\sigma_1$  ориентиро-

доказано, что при разрушении происходит изменение напряженного состояния, выражающееся в уменьшении главным образом величины  $\sigma_3$ . В образовавшихся в результате первичного разрушения блоках дальнейшее разрушение и перемещение могут осуществляться в условиях иного вторичного поля напряжений, строение которого зависит от формы и размера блока. Смена одного типа поля напряжения другим происходит даже в пределах одного этапа (или стадии) деформации.

Другая общая закономерность напряженного состояния структуры — сложный неоднородный характер полей напряжений, обусловленный ее неоднородностью: присутствием разноориентированных контактов, разрывов и т.д. При этом в отдельных зонах разломов или блоках траектории напряжений испытывают резкие изгибы; здесь же устанавливаются изотропные области (места отсутствия сдвиговой деформации). Иногда при переходе через границы блоков, ограниченных разломами, траектории напряжений имеют вид сигмоид, что свидетельствует о разнонаправленных смещениях по этим разломам.

В условиях Майкаинского рудного поля промышленные руды образовались гидротермально-метасоматическим способом на заключительных стадиях становления колчеданосных базальтоидных формаций среднеордовикского возраста. Выявленная по анализу рудных прожилков и системам сколов группа палеотектонических полей напряжения определяла масштабы и направления циркуляции рудоносных растворов, характер внутри- и пострудных деформаций и сформировала основные черты структуры минерализованной зоны. Особенность истории Майкаинского вулканогенного поднятия заключается в наличии двух групп тектонических обстановок. Ранняя характеризовалась блоковыми вертикальными движениями и распространением экструзивно-эффузивно-субвулканических комплексов. Поздняя протекала в условиях горизонтальных сдвигов, способствовавших развитию линейных структур, в сочетании со вторичными полями взбросового и сбросового типов.

Механизм горизонтального растяжения в той или иной степени связан с механизмом поперечного изгиба. Выделяется серия подтипов механизма горизонтального растяжения. Для крупномасштабных структур (рифтовые зоны, вулканические трог) горизонтальное растяжение на определенном участке земной коры может представлять собой фрагмент регионального или глобального вздутия (поднятия), при котором в сводовых частях подобных структур сверху вниз развивались ступенчатые сбросы, а ограничивающие их разломы в случае достижения магматических очагов служили путями подъема магм, инициировали вулканические процессы и контролировали распределение интрузивных комплексов. В более мелком масштабе этот механизм проявляется при образовании любой брахиформной структуры.

К другому подтипу относится механизм горизонтального растяжения той или иной линейной зоны, сопровождаемый горизонтальным продольным укорочением. Особенность его — горизонтальное положение растягивающих и сжимающих усилий и вертикальное — промежуточных, не приводящих, однако, к горизонтальным сдвиговым перемещениям.

Подобная ситуация вызвана тем, что исследуемая грабенообразная структура формировалась на фоне сложного дифференцированно развивавшегося поднятия, отдельные блоки которого перемещались с разными скоростями. В этом случае происходило наложение (суммирование) двух палеотектонических полей напряжений, в которых направления растяжения одного из полей и промежуточных усилий другого совпадали, но были противоположными по знаку. В результате возникало новое поле напряжений, в котором сохранилось первичное положение растягивающих усилий, но сменилась ориентировка промежуточных и сжимающих усилий. Описанный режим имеет исключительно важное значение для образования месторождений различных генетических типов. Именно в сегментах вулканических трогов с подобными палеотектоническими условиями формировались медноколчеданные месторождения Блявинского рудного поля (см. рис. 39, 58).

Геодинамические обстановки сжатия приводят к закрытию трещинно-порового пространства горных пород и руд, общему их уплотнению. Они сопровождаются процессами синтетектонической рекристаллизации, удаления поровых растворов и способствуют развитию более плотных минеральных парагенезисов. Выделяются два типа режимов: общего сжатия и сдвига, четкой границы между которыми провести нельзя.

Режимы общего сжатия включают механизмы поперечного, продольного и горизонтального сжатия и характеризуются относительно равномерным распределением деформирующих напряжений во всем объеме крупных участков горных пород. Им присущи локальные перемещения минерального вещества, развитие деформаций в значительных массах пород, образование структур будинажа, взбросов, надвигов, поддвигов, складок пластического течения и продольного сжатия.

Следующий тип геодинамических обстановок связан с деформациями сдвига, которые могут быть как горизонтальными, так и вертикальными. Их особенности — приуроченность к крупным разломам, исключительная неоднородность проявления в пространстве и во времени и контрастность деформирующих напряжений. Условия данного режима наиболее полно соответствовали обстановке формирования шовной складчатости как результата сдвигового дискретно-ламинарного течения линзовидной по структуре тектонической зоны. Для изучения внутреннего строения сдвиговых зон весьма эффективно выделение и картирование тектонофаций. Представления о них разработаны Е.И. Паталахой, который предполагает существование 10 типов фаций, объединенных в три группы по уровню деформаций: низкую, среднюю и высшую.

С режимом сдвига связано становление обширной группы колчеданно-полиметаллических месторождений, ассоциирующих с межвулканическими, вулкано-тектоническими депрессиями. Их пространственное размещение, как правило, контролируется крупными разломами, а особенности внутреннего строения определяются характером вулканических процессов. К подобной локальной палеодепрессии приурочено Шубинское

месторождение, расположенное в пределах Белоубинского синклиория Рудного Алтая (см. рис. 55).

Депрессия имеет эллипсоидальную форму, вытянута в субширотном направлении вдоль падения пород; размер ее большого диаметра более 1000 м, мощность выполняющих осадков около 400 м. В процессе герцинской складчатости, когда породы синклиория были смяты в крутые складки, данная структура была преобразована в субвертикальную (углы падения  $80-85^\circ$ ) линзу вулканогенно-осадочных пород, простирающуюся в северо-западном направлении. В это же время возникла ориентированная подобным образом мощная зона расланцевания, межпластовых срывов и внутрислоевых разрывов, которые часто выполнены поздним жильным кварцем.

Рудные тела залегают согласно с вмещающими породами и сложены в основном пиритом, сфалеритом и халькопиритом, реже встречаются галенит, блеклые руды, арсенопирит и марказит. Пространственное положение залежей тесно связано с ритмичностью вулканогенно-осадочных образований, что выражено в приуроченности к верхним частям ритмов медно-цинкового оруденения, а к нижним — медноколчеданного и колчеданного. Показателями их вулканогенно-осадочного происхождения являются: ритмичное и асимметричное строение, согласное со слоистостью залегание, признаки диагенетических преобразований, выраженные в структурах проседания, синхронных осадконакоплению дислокациях и совместном смятии рудных и нерудных прослоев. В синвулканический этап одновременно с вмещающими породами сформировались массивные ритмичнослоистые серноколчеданные, медноколчеданные и медно-цинковые руды.

В истории развития структуры месторождения выделяются два крупных этапа: син- и поствулканический. Оба протекали в режиме латерального сжатия. В синвулканический этап при горизонтально расположенных сжимающих усилиях, действовавших в меридиональном направлении, и широтно ориентированном, также горизонтальном растяжении возникла палеодепрессия, в которой и осуществлялось вулканогенно-осадочное рудообразование. В поствулканический этап в условиях широтного горизонтального и наклонного сжатия произошло опускание восточной части палеодепрессии. Палеотектонические поля напряжений восстанавливались по сопряженным системам синвулканических трещин, соскладчатым структурным элементам, рудным прожилкам, системам поздней трещиноватости и индикатрисам коэффициентов анизотропии скоростей продольных ультразвуковых волн.

Формирование месторождений полезных ископаемых, ассоциирующих с вулканизмом, может протекать как в условиях какой-либо одной геодинамической обстановки, так и при их различных сочетаниях (последовательной смене одного режима другим). Важная особенность палеотектонических режимов — их пульсационная природа. Повышение и понижение уровня механических напряжений активизируют гидротермальную циркуляцию и часто определяют стадийное развитие рудного процесса.

Различные сочетания локальных и региональных (геодинамических и структурно-петрофизических) условий, существовавших до, во время и после рудообразования, привели к становлению широкого спектра парагенезисов рудовмещающих структур, которые существенно отличаются для различных термодинамических зон земной коры (эпи-, мезо- и катазона). В конкретных геолого-структурных обстановках определенная смена тектонических режимов, каждому из которых соответствовал индивидуальный структурный парагенезис, образует геодинамический цикл. Промышленные рудные концентрации могут возникнуть на любых этапах и стадиях цикла.

## МОДЕЛИРОВАНИЕ РУДОНОСНЫХ ВУЛКАНО-СТРУКТУР

Моделирование — это совокупность работ по расчетам, составлению или изготовлению моделей, измерению и различным исследованиям на них. Сравнение модели и объекта осуществляется на основе теории подобия с использованием формул — критериев, содержащих множители подобия, которые представляют собой отношения параметров модели (например, размер, время, температура, напряжение, прочность и др.) к аналогичным параметрам, характеризующим моделируемый объект. Моделирование широко применяют при геологических исследованиях, начинают использовать при изучении структур рудных полей и месторождений, в том числе тех, которые приурочены к вулканогенным структурам, т.е. при палеовулканологическом анализе.

Среди всего многообразия методов моделирования рудных полей и месторождений можно выделить, согласно А.А. Трофимову, четыре группы: 1) графические (геологические карты рудных полей и месторождений, геологические планы и разрезы; структурные карты в изолиниях, блок-диаграммы); 2) объемно-макетные (рельефные, скульптурные, скелетные и прозрачные модели); 3) физические (поляризационно-оптический, структурно-петрофизический и другие методы); 4) математические (аналоговое, цифровое, структурное и функциональное, или кибернетическое, моделирование).

В книге уже рассмотрены те виды моделирования, которые используются в настоящее время при исследованиях в палеовулканических областях на площадях рудных районов, полей и участков месторождений. К таковым относится составление структурно-фациальных, палеовулканологических и других карт и схем, а также палеореконструкций. Здесь остановимся на некоторых других видах моделирования.

*Структурные карты в изолиниях.* Этот способ графического изображения (моделирования) рудоносных геологических структур, в частности вулканоструктур, сейчас начинает приобретать все большее распространение в связи с поисками скрытых месторождений и залежей различного генезиса, в том числе связанных с вулканизмом (вулканогенных, колчеданных). Составление таких карт — важная составная часть морфогенетического анализа глубоко вскрытых рудных полей, произведенного П.Ф. Иванкиным.

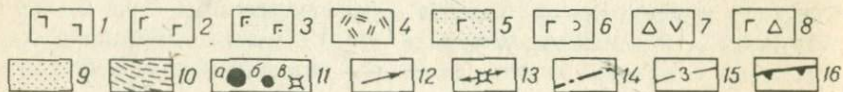
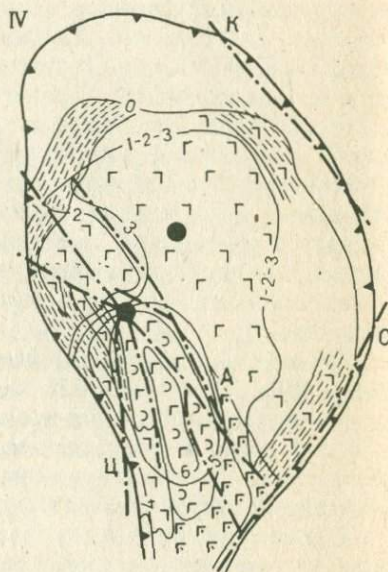
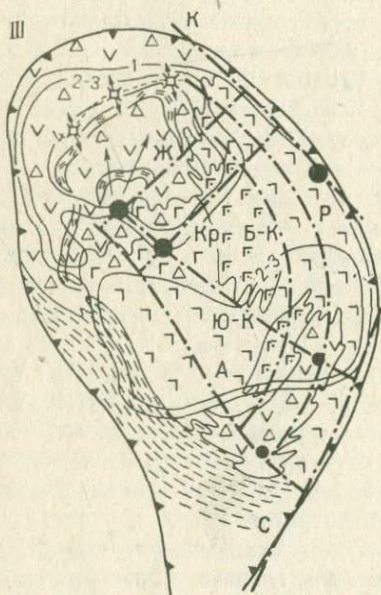
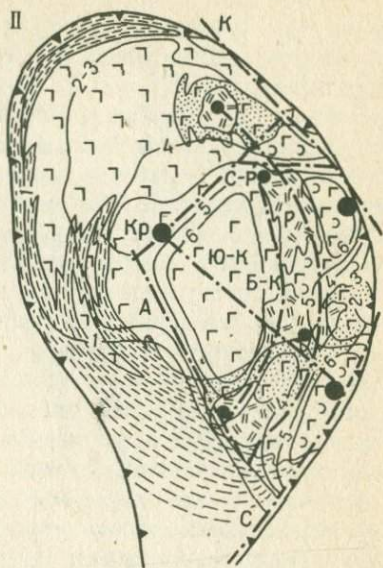
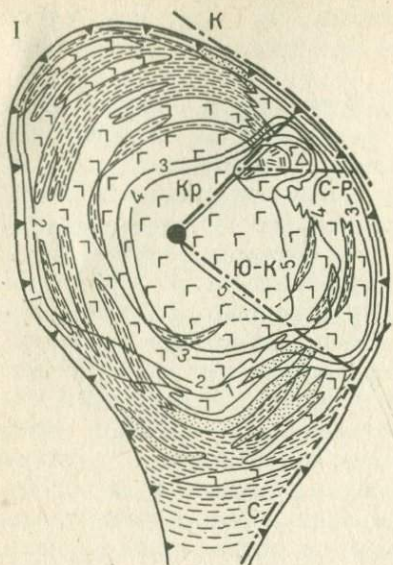
На структурных картах (схемах) в изолиниях изображаются погребенные рудоносные вулканогенные структуры, структурно-литологические поверхности и другие геологические элементы, имеющие рудоконтролирующее значение.

Одна из первых работ такого рода на Рудном Алтае была выполнена В.Н. Выдриным на Корбалихинском рудном поле в Змеиногорском районе. Им была составлена серия структурных карт с целью выявления блоковой структуры нижних горизонтов осадочно-вулканогенных отложений среднего девона, которые вмещают рудные залежи колчеданно-полиметаллических месторождений. На этих картах изолиниями были изображены поверхности несогласия между раннепалеозойскими и среднедевонскими комплексами, мощности продуктивных отложений, которые закономерно изменяются в локальных вулкано-тектонических блоках — от минимальных в приподнятых до максимальных в опущенных блоках. Благодаря таким картам был установлен синвулканический характер указанных структур и ограничивающих их разломов, более эффективно осуществлялись поиски скрытых месторождений.

В последние годы во многих колчеданноносных провинциях установлено, что локальные вулкано-купольные, вулкано-биклиальные и особенно вулкано-депрессивные структуры имеют важное значение в локализации колчеданных залежей руд цветных металлов. Для ряда рудных полей и месторождений были построены карты (схемы) с изображением рудоносных структур в изолиниях. Подобные работы проведены, например, на Урале А.И. Кривцовым, А.И. Паленковым, В.И. Старостиным, О.В. Мининой и др., на Северном Кавказе Н.С. Скрипченко, В.М. Юбко и др., на Алтае И.О. Гариковым, Ю.И. Деминым и др., в Японии — Е. Хорикоши, Т. Сато. Такая схема, на которой показано распределение фаций и мощностей вулканогенно-осадочных образований для стадий силурийского вулканического этапа Блявинской вулкано-тектонической структуры, составлена А.И. Паленковым и В.И. Старостиным (рис. 60). На другой структурной схеме рудного поля Косака (Япония) хорошо видны вулканические купола, сложенные риолитами, и приуроченные к склонам этих куполов залежи колчеданно-полиметаллических руд (рис. 61).

*Площадные палеосхемы и палеовулканические профили.* Н.С. Скрипченко, Н.Д. Заболотным, В.И. Щегловым и В.М. Юбко разработана методика составления детальных прогнозных карт на основе количественного моделирования палеовулканических структур. К настоящему времени разработаны способы построения и анализа двумерных моделей: палеовулканических профилей и площадных палеосхем.

Палеовулканические профили. Необходимое условие их построения — выявление геологических границ, первичное пространственное положение которых может быть однозначно определено; например, слои тонкозернистых осадочных пород указывают на плоскостную близгоризонтальную морфологию дна палеобассейна седиментации. Относительно этих границ и строится палеофиль путем общей стратиграфической корреляции входящих в него детальных литолого-стратиграфических колонок.



Подготовка исходных данных для построения палео профиля включает построение развертки ориентированного вдоль линии профиля геологического разреза исследуемого объекта, что позволяет избежать искажений, связанных со складчатыми и разрывными нарушениями, при определении места опорных литолого-стратиграфических колонок в профиле.

Анализ палео профилей проводится в два этапа. Во-первых, визуально оценивается изменчивость различных параметров анализируемого объекта, нашедших отображение на профиле (мощность, литологический состав и др.). Во-вторых, с использованием методики тренд-анализа и ЭВМ исследуется характер распределения в плоскости профиля количественных величин, описывающих свойства пород или их комплексов (соотношение различных типов пород, их минеральный и гранулометрический состав и др.). Изучение палеоструктур вулканогенных комплексов осуществляется с помощью профилей двух видов: ориентированных по простиранию и поперечных к нему.

Площадные палеосхемы строят путем расчета значений исследуемых показателей (мощности комплексов, разновидности пород по составу, фациям и генезису) в заданных координатах по методике тренд-анализа. Как правило, в качестве исходных для построения схем применяются карты тренда третьего порядка, наиболее соответствующие объему исходной информации. В.М. Юбко составлены площадные палеосхемы и палеовулканические профили для палеоструктуры Больше-Лабинского рудного поля. Все расчеты выполнены на ЭВМ по программам, составленным В.И. Щегловым. Было построено и исследовано 13 площадных схем, показывающих распределение мощностей различных комплексов, свит и горизонтов, а также удельного содержания в них вулканогенных пород различных фаций и состава (рис. 62).

На основе описанных методов произведен анализ палеоструктуры Больше-Лабинского рудного поля, сложенного вулканогенными породами девона, которые образуют (снизу вверх) три формации: диабазовую, риолит-дацит-андезит-базальтовую и базальтоидную. В палеоструктуре преобладают элементы линейного типа северо-западного простирания,

Рис. 60. Схема распределения фаций и мощностей вулканогенно-осадочных пород для стадий (I–IV) силурийского этапа формирования Блявинской вулcano-тектонической структуры (по А.И. Паленкову и В.И. Старостину).

1 – базальтовые порфиры; 2 – диабазы; 3 – вариолиты; 4 – дацитовые и риолитовые порфиры; 5 – туфы основного состава; 6 – глыбовые вулканические брекчии основного состава; 7 – туфы андезитовых порфиритов; 8 – грубообломочные смешанные туфы; 9 – туффиты; 10 – кремнистые и глинистые сланцы; 11 – предполагаемые центры вулканических аппаратов: а – крупные, б – средние, в – мелкие; 12 – направление вулканических выбросов и движения лавовых потоков; 13 – направление уменьшения размера обломков в туфах; 14 – разломы К – Каланский, Ю-К – Южно-Комсомольский, Кр – Карьерный, С-Р – Северо-Разумовский, С – Станционный, Б-Ж – Блявинско-Комсомольский, Р – Разумовский, А – Алчмбаево-Зареченский, Ж – Жириклинско-Комсомольский, Ц – Цесовский); 15 – изолинии мощностей, в м: 1 – менее 300, 2 – 300–400, 3 – 400–500, 4 – 500–800, 5 – 800–1000, 6 – 1000–1200; 16 – границы Блявинской вулcano-тектонической структуры

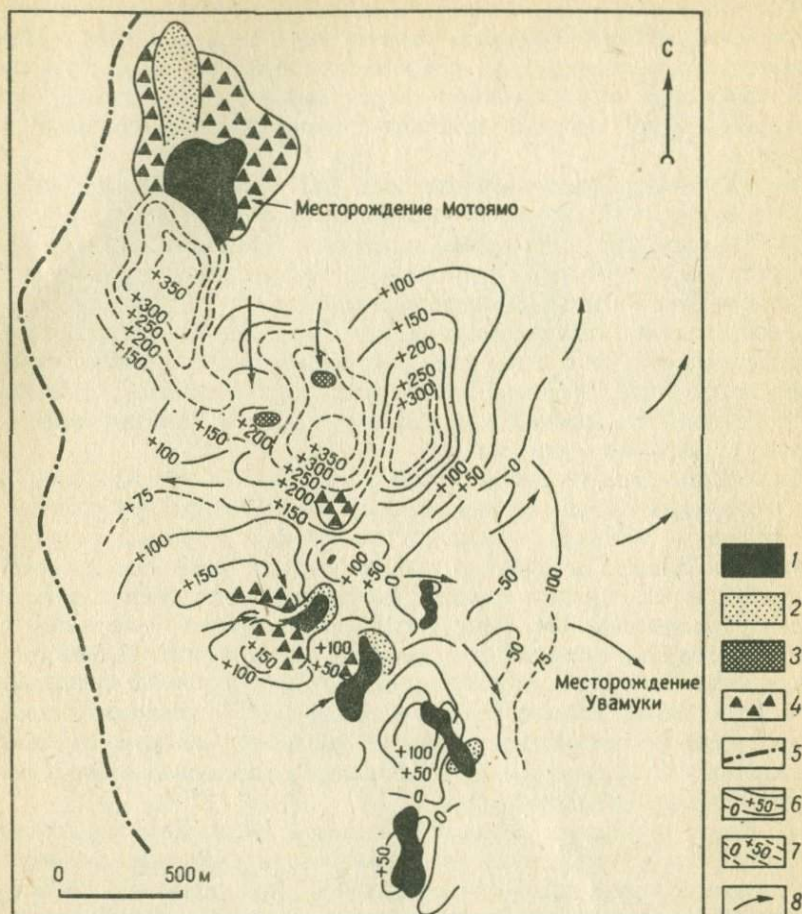


Рис. 61. Структурная схема размещения куполов риолитовых лав и колчеданно-полиметаллических залежей на рудном поле Косака в Японии (по Е. Хорикоши и Т. Саго).

1 — сульфидные залежи; 2 — гипсовые залежи; 3 — штокверковые и вкрапленные зоны; 4 — вулканические брекчи Мотояма; 5 — западная граница распространения вулканитов формации Увамуки; 6 — изолинии поверхности лавовых куполов (в м над уровнем моря); 7 — предполагаемые изолинии эродированных частей куполов; 8 — предполагаемые направления пирокластических потоков

представляющие собой палеоподнятия и палеодепрессии I (поперечное сечение около 10 км), II (2—4 км) и III порядков. Рудное поле приурочено к палеопрогнбу I порядка, в осевой части которого развиты депрессионные структуры II порядка, а на бортах — линейно-цепочечные пологительные палеоструктуры.

Сопоставление карт мощностей разновозрастных комплексов вулканитов и исследование схем площадного распределения характерных типов пород позволило В.М. Юбко установить характер эволюции палеоструктур в связи с эволюцией вулканизма.

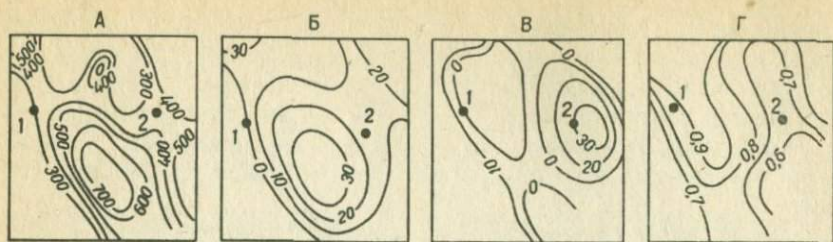


Рис. 62. Площадные палеосхемы вулканитов на Больше-Лабинском рудном поле, составленные при помощи тренд-анализа (по В.М. Юбко):

А — суммарной мощности верхнего комплекса кизилкольской свиты, горизонта порфиров и их туфов, Б — мощности кремнистых сланцев подошвы картджуртской свиты, В — мощности покрова риолитовых порфиров кровли кизилкольской свиты, Г — удельного содержания лав основного состава в кизилкольской свите. Точками указана позиция залежей медноколчеданных руд Бескесского (1) и Быковского (2) месторождений

На раннем этапе вулканизма, когда происходило становление однородной диабазовой формации, возник трогообразный прогиб, осевая часть которого приурочена к системе магмовыводящих разломов глубинного заложения.

На промежуточном этапе, в течение которого накапливались вулканиты последовательной формации, с которой ассоциирует стратиформное медноколчеданное оруденение северо-западной части Передового хребта, продолжала унаследованно развиваться осевая часть трога; в бортах и обрамлении палеопрогиба формировались структуры II и III порядков с вулканическими центрами кислого магматизма.

Окончательное оформление палеовулканической структуры характеризовалось дальнейшим образованием структурных элементов высоких порядков и разобщением вулканических центров, что обусловило локальность распространения вулканитов базальтоидной порфиритовой формации. Н.С. Скрипченко и А.С. Тамбиевым установлено, что залежи сплошных медноколчеданных руд приурочены к склонам палеодепрессий, а прожилково-вкрапленные зоны оруденения размещаются в пределах как положительных, так и отрицательных элементов палеоструктуры.

*Математическое, или кибернетическое, моделирование* связывает явления различной физической природы, которые имеют одинаковую форму уравнения, описывающего процессы, т.е. оно основано на математическом подобии. В этой группе известны четыре типа моделей: 1) аналоговые, которые исследуются на аналоговых вычислительных машинах; 2) цифровые, рассчитываемые при помощи ЭВМ; 3) структурные, разрабатываемые на электронно-моделирующих установках; 4) функциональные, или кибернетические. Рассмотрим в качестве примера первый тип моделирования.

Моделирование на аналоговых электрогидродинамических устройствах (метод ЭГДА) применено для условий образований гидротермальных месторождений А.А. Пзком, в том числе для медноколчеданных месторождений А.Н. Гераковым. Метод ЭГДА основан на математической

аналогии между фильтрацией жидкости в пористой среде (по закону Дарси) и электрического тока в проводнике (по закону Ома), что позволяет моделировать фильтрационный поток при помощи электрического тока. Модели изготавливаются из электропроводной бумаги с соблюдением соответствия геометрических параметров, фильтрационных характеристик и граничных условий в анализируемой области фильтрации и на модели.

Решение задач производится на электрогидроинтеграторах и сводится к построению гидродинамической сетки, состоящей из линий тока и равных напоров. Гидродинамическая сетка дает пространственное представление о строении потока растворов, по ней рассчитываются основные характеристики: градиенты напоров, скорости фильтрации и расходы потока. При помощи палеогидродинамического моделирования были выяснены: обстановка и условия рудоотложения на медноколчеданных месторождениях для Т-образных рудных тел, локализованных под экранами; причины возникновения раздувов линзовидных тел на участках перегибов рудовмещающих зон расщелачивания, условия рудоотложения на границах сред с разной проницаемостью, например под различными экранами, а также на границе низкопроницаемых сред с перекрывающими высокопроницаемыми, что возможно при образовании гидротермально-осадочных руд в области сочленения литифицированных и нелитифицированных водонасыщенных осадков, а также вод бассейна осадконакопления.

При рассмотрении гидродинамического режима фильтрации рудоносных растворов трещинных структур, обычных для локализации рудных столбов (например, золоторудных месторождений), методами аналогового моделирования (методом ЭГДА) и аналитического расчета было установлено, что на участках брекчирования, экранирования, изгибов трещин, их разветвлений и апофиз происходит падение напора и относительных скоростей фильтрации потока растворов по сравнению с таковыми в зонах стволовой фильтрации, представляющих собой трещины с параллельными ограничениями. Подобная трансформация состояния раствора, возможно, наряду с другими физико-химическими факторами, приводит к выпадению рудного вещества. Порядок изменения гидродинамических характеристик зависит от морфологических особенностей трещинных структур. В настоящее время, как следует из приведенных примеров, реконструкция геолого-структурных условий образования месторождений полезных ископаемых все теснее увязывается с моделированием физико-химических условий рудоотложения.

## **ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ПОИСКОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

Палеовулканологический анализ рудоносных формаций, выяснение закономерностей размещения вулканогенных, колчеданных и других месторождений, приуроченность их к определенным региональным и локальным вулканоструктурам, вулканическим формациям и фациям

позволяют наметить палеовулканологические предпосылки поисков этих месторождений; важную роль играют рудоносные вулканогенные структуры различных типов и масштабов. Такие палеовулканологические критерии поисков колчеданно-полиметаллических месторождений разработаны В.В. Авдониным и автором совместно с другими геологами на примере Рудного Алтая [1]. Выявлены вулканогенно-геотектонические (региональные палеовулканогенные), формационные, фациальные и вулканоструктурные (локальные, палеовулканогенные) критерии, дополняющие ранее известные поисковые предпосылки [5].

*Вулканогенно-геотектонические критерии.* Они выражаются в приуроченности полиметаллического пояса Юго-Западного Алтая в вулканотектонической системе, расположенной в висячем боку Иртышского глубинного разлома типа зоны Беньюфа. Эта система сформировалась в пред- и островодужную стадии. Ее прерывистое строение обусловлено наличием длительно развивавшихся вулканогенно-рудных центров различных масштабов, из которых наиболее крупными и продуктивными являются вулканогенные поднятия. Они характеризуются магматической и рудной концентрической зональностью: в центральных частях отмечаются риолитовые комплексы и барит-полиметаллические месторождения, в промежуточных зонах — базальт-риолитовые комплексы и колчеданно-полиметаллические месторождения и в периферических — базальтоидные комплексы и медноколчеданные месторождения.

*Формационные критерии.* В первую очередь они базируются на связи алтайских месторождений с раннегеосинклинальной базальт-риолитовой формацией, которая выполняла вторичную геосинклиналь, развившуюся на каледонской геоантиклинали или среднем массиве, следовательно на коре континентального типа. Рудоносной формации присущи следующие черты: резкое преобладание кислых вулканитов над основными, их кали-натровый профиль и полиметаллическая специализация; проявление антидромного вулканизма, которое выражается в том, что стратовулканы, сложенные кислыми вулканитами, в стадию кальдерообразования осложнились вершинными депрессиями, выполненными базальтами. Установлены и индивидуальные петрологические особенности рудоносных комплексов: при повышенном содержании калия и высокой ликвационной дифференциации магматических расплавов, предшествующих извержению, формируются полиметаллические руды с повышенным содержанием свинца и бария; с комплексами натриевой серии ассоциируют медноколчеданные руды.

*Фациальные критерии.* Медно-колчеданные и медно-цинковоколчеданные месторождения тяготеют к фациям вулканитов прижерловой зоны, колчеданно-полиметаллические — промежуточной и удаленной зон, барит-полиметаллические — к фациям вулканитов этих же зон, но содержащим карбонатные и кремнистые породы. Наиболее перспективны для поисков вулканогенно-осадочные отложения, завершающие разрезы рудоносных комплексов, т.е. фиксирующие затухание вулканизма и одновременно усиление его газовой-гидротермальной деятельности. Эти пачки чередования вулканических, вулканомиктовых, кремнистых и терригенно-карбонатных отложений выполняют локальные депрессии.

*Вулкано-структурные критерии.* Колчеданоносные районы и зоны известны главным образом, в пределах региональных вулкано-тектонических депрессий, осложняющих вулканогенные поднятия. Это могут быть как внутренние (кальдерообразные, линейные), так и краевые линейные депрессии, которые характеризуются автономным развитием вулканизма, мигрирующим во времени от внутренних депрессий к краевым. Синвулканическими разломами они расчленены на вулкано-тектонические блоки — локальные депрессии и поднятия. Локальные вулканогенные структуры, к которым приурочены рудные поля, а к их отдельным структурным элементам — колчеданно-полиметаллические залежи, представлены стратовулканами, осложненными вершинными депрессиями, экструзивными и экструзивно-лавовыми куполами, кальдерообразными и межвулканическими депрессиями, секториальными блоками прикальдерных зон, жерловыми структурами, эндо- и экзо-контактными зонами суб- и гиповулканических тел. Для возникновения гидротермально-осадочных залежей наиболее благоприятны локальные депрессии, а для гидротермально-метасоматических руд другие типы структур; часто наблюдаются сочетания тех и других залежей, приуроченных к комбинированным вулкано-тектоническим структурам.

Поисковые признаки (геофизические, геохимические и другие) совместно с палеовулканогеологическими и другими геологическими предпосылками также широко используются при прогнозировании колчеданно-полиметаллических месторождений. С разными типами колчеданно-полиметаллических залежей связаны первичные геохимические ореолы, отличающиеся по строению (см. рис. 54, 55). Разный морфологический облик ореолов месторождений различных генетических и структурных типов, выделенных А.П. Трофимовым, определяет направление глубинных поисков. Сложный грибообразный облик геохимических ореолов, связанных с гидротермально-метасоматическими рудами, свидетельствует о возможном прослеживании рудных тел в вулкано-купольной структуре на глубину, а также о рассеянном характере оруденения. Ритмичная пластообразная форма ореолов присуща ритмично расположенным залежам массивных слоистых руд в вулкано-депрессивных структурах.

Обстановки поисков скрытых колчеданных месторождений рассмотрены М.Б. Бородаевской и А.И. Кривцовым [18]. Позиция рудных тел в разрезах продуктивных формаций зависит от комплекса локальных факторов, среди которых важную роль играют структурные, литолого-фациальные и др. Большинство медноколчеданных месторождений Урала в соответствии с классификацией СЭВ относятся к первой группе, т.е. являются погребенными, ранее имевшими выход на древнюю поверхность. Перекрывающие отложения относятся к поздним составляющим продуктивной формации или вулканитам иной формации; чаще всего отмечается совокупность тех и других.

Рудовмещающие и перекрывающие толщи слабо или, наоборот, интенсивно дислоцированы. В первом случае для получения данных о внутреннем строении потенциально продуктивных формаций необходимо применять структурное бурение, позволяющее расчленить разрез

формации и определить положение возможных рудоконтролирующих уровней. Во втором случае на выходах можно установить внутреннее строение формаций, но требуется выявить их поведение на глубину также при помощи структурного бурения.

М.Б. Бородаевская и А.И. Кривцов рекомендуют проводить поисковые работы для решения ряда рудногеологических задач в таком порядке: 1) выявление продуктивных вулканогенных формаций; 2) определение положения рудоконтролирующей части разреза и входящих в нее литолого-стратиграфических уровней рудолокализации; 3) фациальное расчленение вулканитов; 4) расшифровка общей структуры потенциально рудоносной площади; 5) выделение и типизация синвулканических структурных элементов, выяснение характера и степени их искажения более поздними процессами; 6) установление природы преобразования вулканогенных пород; 7) расшифровка и интерпретация геохимических и геофизических аномалий; 8) выбор площади вероятного нахождения рудных тел по комплексам признаков с последующей проверкой бурением [18].

Из этого перечня следует, что большое значение имеет выяснение типов вулканогенных структур и элементов их строения, играющих рудоконтролирующую роль, а также последующих деформаций рудоносных структур.

Указанные авторы подчеркивают, что в условиях образования промышленных залежей медноколчеданных руд в числе прочих факторов следует учитывать также степень интенсивности проявления синвулканических дислокаций [18]. Так, в пределах биклиналиных структур секущие рудные тела жильной и штокверковой форм контролируются синвулканическими разрывными нарушениями (см. рис. 41). Последние служат палеовулканологическими критериями поисков скрытого оруденения этого типа. Палеовулканические депрессии, развитые в основании биклиналей, наиболее благоприятны для обнаружения залежей гидротермально-осадочных руд. В участках сопряжения рудоконтролирующих структур возможно, по мнению О.В. Мининной, обнаружение комбинированных рудных тел [18].

Детально изученная палеовулканическая структура Гайского рудного поля, характеризующаяся хорошей сохранностью, значительным размахом оруденения на глубину (более 2 км) — наглядный природно-геологический эталон. На ее примере М.Б. Бородаевской, В.С. Требухиным и Ю.В. Никешиним рассмотрены принципы подхода к палеовулканологическим реконструкциям колчеданосных вулкано-структур и обстановок рудоотложения с целью выработки критериев поисков скрытых рудных тел [18]. Палеореконструкция Гайской структуры и анализ зональности колчеданных залежей показали, что перспективны Гайского рудного поля на глубину не исчерпаны; на нижнем уровне могут быть обнаружены новые рудные залежи. В окружающем районе перспективны на оруденение гайского типа тектонически мобильные структуры, представленные сложными кальдеровулканами.

Как уже отмечалось, ряд рудных месторождений, связанных с вулка-

но-тектоническими депрессиями орогенного этапа, согласно данным Н.П. Лаверова и других геологов, размещается в складчатых областях с интенсивным континентальным вулканизмом [19]. В.М. Константинов среди этих месторождений выделяет три группы по положению в вулканотектонической депрессии (по фактору глубинности): верхней и средней зон, фундамента, или нижней зоны. В зависимости от состава вмещающих пород месторождения объединяются в пять подгрупп. В каждой подгруппе известны структурно-морфологические типы, строение которых зависит от ряда структурно-литологических факторов. Предложенная этим автором систематика позволяет еще на стадии поисково-съемочных работ прогнозировать вероятные структурно-морфологические типы месторождений. Так, наличие в выполняющих депрессию породах горизонтов высокопористых сфалеритовых лав или песчаников, обогащенных органическим веществом, дает возможность прогнозировать приуроченные к ним рудные залежи, которые могут быть скрытыми; присутствие в эффузивно-осадочной формации, выполняющей депрессию, палеовулканических аппаратов позволяет рассматривать их как структуры, благоприятные для локализации оруденения.

В зависимости от уровня эрозионного среза конкретных участков, сложенных вулканогенными породами орогенного этапа, и особенностей строения вулканотектонических депрессий на поверхности могут фиксироваться разные группы месторождений и перспективы участков будут различны (рис. 63). В.М. Константинов рассмотрел влияние эрозионного среза на некоторую идеализированную рудоносную вулканотектоническую депрессию, в пределах которой размещаются месторождения разных

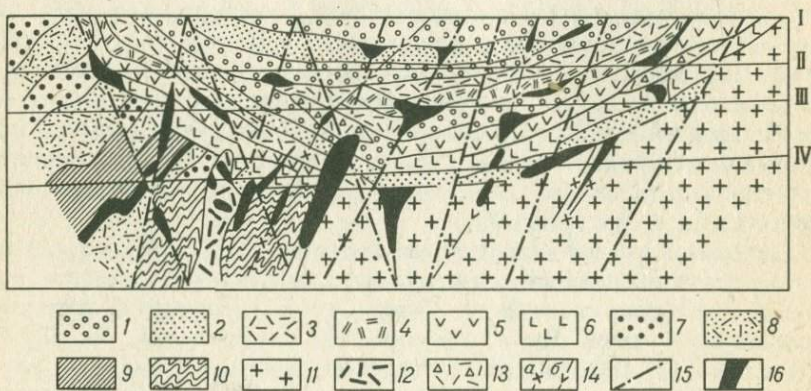


Рис. 63. Схема размещения месторождений вулканотектонической депрессии с различными уровнями эрозионного среза (по В.М. Константинову).  
Орогенные образования: 1 — конгломераты, 2 — песчаники, 3—6 — вулканыты различного состава (3 — базальтового, 4 — андезитового, 5 — дацитового, 6 — риолитового); геосинклинальные терригенные отложения: 7 — конгломераты, 8 — песчаники, 9 — алевролиты, аргиллиты; породы фундамента: 10 — сланцы, гнейсо-сланцы, 11 — гранитоиды; 12 — субвулканические тела; 13 — палеовулканические аппараты; 14 — дайки кислого (а) и среднего (б) состава; 15 — разрывные нарушения; 16 — рудные тела. I—IV — различный уровень эрозионного среза: I — незначительный, II — умеренный, III — значительный, IV — большой

структурно-морфологических типов. Очевидно, что теоретически можно представить очень большое число различных эрозионных срезов, однако практически целесообразно выделить четыре основных типа территорий, характеризующихся определенным срезом.

Территории первого типа незначительно эродированы. Месторождения обычно слепые или слабо проявлены. Области с таким уровнем эрозии наиболее перспективны. Однако поиски и разведка в их пределах связаны со значительными затратами, вызванными необходимостью применять дорогостоящий комплекс геолого-геофизических и минералого-геохимических методов поисков. Ко второму типу относятся территории со слабо эродированными вулканотектоническими депрессиями. В этих условиях сохраняются месторождения всех структурно-морфологических типов. Перспективы таких областей практически те же, что и предыдущих, но затраты для поиска значительно меньше. Территории третьего типа значительно эродированы. Здесь могут быть обнаружены выходящие на поверхность или слепые месторождения. На территориях четвертого типа отмечается большой эрозионный срез. Развитые здесь месторождения фиксируются на поверхности, если их верхняя часть не разрушена гипергенными процессами. Территории этого типа малоперспективны.

Многоярусность оруденения другого типа в наложенном грабенообразном прогибе, который сложен вулканогенно-осадочными отложениями мелового возраста, проиллюстрирована М.М. Константиновым. На верхних уровнях разреза широко проявлены процессы метасоматического замещения, приведшие к формированию пластообразных рудных залежей на контакте кислых эффузивов и углистых алевролитов. С глубиной увеличивается роль рудных тел жилообразной формы, которые склоняются на север в соответствии с погружением склона купольной структуры. Возможно установление скрытого оруденения на более низком уровне, где оно могло экранироваться горизонтом липаритов (рис. 64). Перспективны бортовые части вулканического прогиба, где целесообразно вести поиски (с применением геохимических методов) в зоне контакта терригенного основания с нижней толщей липаритов. Скрытое оруденение может быть обнаружено по ореолам сурьмы, ртути и др.

В заключение рассмотрим комплекс поисковых критериев и признаков (в том числе структурно-вулканические), который рекомендуется учитывать при поисковых работах в Забайкалье [32].

На территории этой провинции сравнительно хорошо опоскованы и изучены наиболее обнаженные рудные районы. Они приурочены в большинстве случаев к сводовым структурам, где формировались главным образом плутонические и вулканоплутонические постройки средкометалльным оруденением. Отрицательные вулканогенные постройки развивались преимущественно в депрессионных зонах, обычно плохо обнаженных. Для опоскования необходим значительный объем структурно-геофизических и горнобуровых работ. Рудные тела в этих структурах часто представлены пластообразными залежами, согласными со сло-

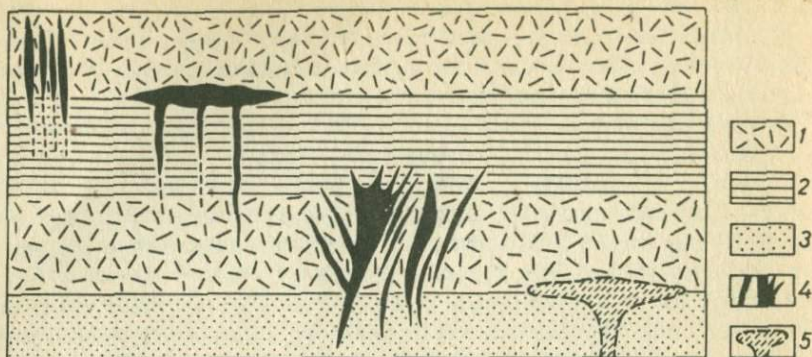


Рис. 64. Положение оруденения в разрезе вулканического яруса (по М.М. Константинову).

1 — эффузивы кислого состава; 2 — углистые аргиллиты; 3 — песчаники; 4 — рудная минерализация; 5 — предполагаемое оруденение

истыми толщами. Они могут локализоваться в нижних горизонтах, на границе с фундаментом или под толщами вулканогенно-осадочных отложений. Оруденение может быть слабо проявлено на поверхности. Геологические поисковые критерии рудоносности вулканогенных структур определяются не только особенностями становления и локализации самого оруденения, но и всем ходом вулканических и тектонических процессов, предшествовавших гидротермальной деятельности и сопровождающих ее. Выделяются пять групп поисковых критериев [32].

1. Геотектонические критерии отражают тектоническую обстановку, благоприятную для формирования промышленного оруденения (положение в структурных зонах фундамента, в региональных орогенных или активизированных структурах, связи с региональными разломами, строение и состав земной коры и др.).

2. Петрогенетические критерии учитывают характер вулканической деятельности (связь вулканогенных формаций с деятельностью мантийных или коровых очагов, гомодромное или антидромное развитие вулканизма, стадийность вулканического процесса), петро- и геохимические особенности вулканогенных ассоциаций, их фациальный состав.

3. Структурно-вулканические критерии объединяют факторы, отражающие роль вулканотектоники в формировании оруденения: типы вулканических систем, вулканотектонических структур и характер элементарных вулканических форм.

4. Структурно-литологические критерии обусловлены вмещающей средой, благоприятной для локализации оруденения (физико-механические свойства вмещающих пород, характер и интенсивность разрывной тектоники, гетерогенность разреза, наличие экранирующих плоскостей).

5. Группа минералогических критериев и признаков включает вопросы металлогенической специализации вулканических систем, их региональные и локальные геохимические особенности, вещественное выражение гидротермального процесса, его интенсивность и особенности проявления в пространстве.

Систематизация вулканогенных структур рудных районов, полей и месторождений указывает на то, что в локализации оруденения большую роль играют вулкано-тектонические структуры. Участвующие в их строении синвулканические разломы обычно являются рудоподводящими каналами, но иногда и рудовмещающими структурами. В размещении месторождений и рудных тел не меньшее значение имеют структурные элементы вулканического происхождения: внутриэффузивные, жерловые, биклиналильные и др. Они же определяют структурно-морфологические особенности рудных тел.

Анализ глубинного строения и эволюции рудоносных палеовулканогенных структур в различных геотектонических зонах, их сопоставление с областями современного вулканизма позволяют наметить общие черты: взаимодействие глубинных и верхних горизонтов земной коры; наличие на глубине 1–5 км периферических очагов кислого вулканизма, питающих группы сближенных вулканов; многоэтапность формирования вулканогенных структур и сопутствующего им оруденения, проявление которого расположены зонально по отношению к центру вулканизма.

Вместе с тем имеется ряд особенностей глубинного строения и развития вулканогенных структур, находящихся в зонах с разным геотектоническим режимом. 1. В орогенных зонах и областях активизации, обладающих достаточно мощным гранитным слоем, периферические магматические очаги более автономны, чем в раннесинклиналильных зонах. 2. В последних часто происходила смена положительных вулканогенных структур вулкано-депрессийными, в которых накапливались руды гидротермально-осадочного генезиса (колчеданосные провинции Урала и др.). В орогенных зонах и областях активизации отрицательные вулканогенные структуры первых этапов развития часто сменялись вулкано-купольными, к которым приурочены субвулканические и иногда плутонические интрузии кислого состава (резургентные кальдеры); с ними ассоциирует, например, золото-серебряное или редкометальное оруденение как вулканогенное, так и плутоногенное.

Обзор разнообразных методов исследований, входящих в состав комплексного палеовулканологического анализа, показывает, что ведущий из них — детальный палеофациальный анализ вулканических образований, сопровождающийся выделением зон распространения фаций вулканитов по вертикали и латерали. На основании этих данных, отображенных на специализированных картах, производятся палеореконструкции вулканогенных структур.

Палеовулканологический анализ рудоносных формаций, выяснение закономерностей размещения вулканогенных гидротермальных, колчеданных и других месторождений позволяют наметить палеовулканологические предпосылки их поисков.

1. Авдонин В.В., Баранов В.Д., Яковлев Г.Ф. Металлогеническое районирование Рудного Алтая на палеовулканологической основе. — Геол. рудн. месторождений, 1982, № 4, с. 54—68.
2. Бородаевская М.Б., Кривцов А.И., Яковлев Г.Ф. Рудоконтролирующие структуры колчеданосных провинций. — Разведка и охрана недр, 1978, № 2, с. 10—15.
3. Вольфсон Ф.И., Яковлев П.Д. Структуры рудных полей и месторождений. М., Недра, 1975.
4. Вулканизм и вулканоструктуры. Тбилиси, Мецниереба, 1980. (Тезисы докладов V Всесоюзного вулканологического совещания).
5. Вулканогенные колчеданно-полиметаллические месторождения (на примере Рудного Алтая)/Под ред. Г.Ф. Яковлева. М., изд. МГУ, 1978.
6. Геологические структуры эндогенных рудных месторождений. М., Наука, 1978.
7. Геолого-структурные методы изучения эндогенных рудных полей. М., Наука, 1982.
8. Геология и структуры рудных полей и рудных районов Южного Урала. Уфа, 1979.
9. Глобальные палеовулканические реконструкции и тектоника. Вулканические палеоструктуры и механизм их образования. Хабаровск, 1979. (Тезисы IV Всесоюзного палеовулканологического симпозиума).
10. Глубинное строение, магматизм и металлогения Тихоокеанских вулканических поясов. Владивосток, 1976. (Краткие тезисы Всесоюзного симпозиума).
11. Гончарова Т.Я. Фации вулканогенных пород. — Докл. АН СССР, 1981, т. 257, № 2, с. 428—431.
12. Горжевский Д.И., Макеева И.Т. Стратиформные месторождения цветных металлов. М., изд. ВИНТИ, 1982. (Итоги науки и техники, "Рудные месторождения", вып. 12).
13. Донских В.В., Зелепугин В.Н., Кронидов И.И. Методика геологической съемки древних вулканов. Л., Недра, 1980.
14. Колчеданные месторождения мира/Под ред. В.И. Смирнова. М., Недра, 1979.
15. Коптев-Дворников В.С., Яковлева Е.Б., Петрова М.А. Вулканогенные породы и методы их изучения. М., Недра, 1967.
16. Котляр В.Н. Основы теории рудообразования. М., Недра, 1970.
17. Кривцов А.И. Палеовулканизм эвгеосинклинальных зон Урала и колчеданобразование. М., Недра, 1979.
18. Критерии и методика поисков скрытых колчеданных месторождений на Урале. Уфа, 1979.
19. Лаверов Н.П. Условия формирования гидротермальных месторождений в континентальных вулканических поясах. — В кн.: Минеральные месторождения. М., 1972, с. 34—45.
20. Лучицкий И.В. Основы палеовулканологии. М., Наука, 1971.
21. Малеев Е.Ф. Критерии диагностики фаций и генетических типов вулканитов. М., Наука, 1975.
22. Масуренков Ю.П., Комкова Л.А. Геодинамика и рудообразование в купольно-кольцевой структуре вулканического пояса. М., Наука, 1978.
23. Методы палеовулканологических реконструкций. Вулканизм докембрия. Петрозаводск, 1975. (Материалы II Всесоюзного палеовулканологического симпозиума).
24. Методы составления палеовулканологических карт. Новосибирск, Наука, 1979. (Материалы III Всесоюзного палеовулканологического симпозиума).

25. *Невский В.А., Лавров Н.П., Толкунов А.Е.* Структурно-морфологические особенности урановых месторождений в кальдерах проседания. — Атомная энергия, 1976, т. 40, вып. 2, с. 155—161.

26. *Основные принципы и методы составления прогнозно-металлогенических карт рудных районов в палеовулканологических областях/Под ред. Г.Ф. Яковлева.* М., Недра, 1973.

27. *Попов В.В.* Сопоставление условий формирования свинцово-цинковых стратиформных и колчеданных месторождений. — Сов. геология, 1982, № 8, с. 21—36.

28. *Проблемы палеовулканологических реконструкций и картирования в связи с вулканогенным рудообразованием.* Киев, Наукова думка, 1981. (Тезисы докладов V Всесоюзного палеовулканологического симпозиума).

29. *Прогнозная оценка рудоносности вулканогенных формаций/М.М. Василювский, Ю.М. Стефанов, Б.И. Широкий и др. М., 1977.*

30. *Прокин В.А.* Закономерности размещения колчеданных месторождений на Южном Урале. М., Недра, 1977.

31. *Святловский А.Е.* Структурная вулканология. М., Недра, 1971.

32. *Семиновский Ж.В.* Вулканизм и гидротермальное оруденение в активизированных областях. М., Недра, 1980.

33. *Скрипченко Н.С.* Гидротермально-осадочные сульфидные руды базальтоидных формаций. М., Недра, 1972.

34. *Смирнов В.И.* Фактор времени в образовании рудных месторождений. — Геол. рудн. месторождений, 1970, № 6, с. 3—15.

35. *Смирнов В.И.* Геология полезных ископаемых. 4-е изд. М., Недра, 1982.

36. *Современный вулканизм и связанные с ним геологические, геофизические и геохимические явления.* Тбилиси, Мецниереба, 1980. (Тезисы докладов V Всесоюзного вулканологического совещания).

37. *Сопко П.Ф.* Структурный контроль колчеданного оруденения и типы колчеданных месторождений и их рудных полей. — В кн.: Современное состояние учения о месторождениях полезных ископаемых. Ташкент, 1975, с. 322—332.

38. *Старостин В.И.* Структурно-петрофизический анализ эндогенных рудных полей. М., Недра, 1979.

39. *Твалчрелидзе Г.А.* Металлогенические особенности главных типов вулканических поясов. М., Недра, 1977.

40. *Фремд Г.М.* Типизация и генезис палеовулканов и отрицательных вулканотектонических структур. — В кн.: Палеовулканы и вулканотектонические структуры. Владивосток, 1981, с. 7—21.

41. *Щерба Г.Н.* Вулканогенная гипотеза генезиса колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. — Сов. геология, 1974, № 9, с. 66—81.

42. *Шарфман В.С.* Рудоносные вулканические постройки в раннегеосинклинальных формациях Урала. — Докл. АН СССР, т. 203, 1972, № 1, с. 186—187.

43. *Эволюция вулканизма в истории Земли.* М., 1973. (Труды I Всесоюзного палеовулканологического симпозиума).

44. *Яковлев Г.Ф.* Геологические структуры рудных полей и месторождений. М., изд. МГУ, 1982.

45. *Barbi Lang.* The Base Metals—Gold Hydrothermal Ore Deposits of Baia Mare, Romania. — Econ. Geol., 1979, v. 74, № 6, p. 1336—1351.

46. *Gilmour P.* Strata-bound massive pyritic sulfide deposit + a review. — Econ. Geol., 1971, v. 66, № 8, p. 1239—1244.

47. *Koud R., Koide H.* Ring structures, resurgent cauldron and ore deposits in the Hokyoku Volcanic field, Northern Akita, Japan. — Kodzan Tucuuy, Miniwg Geologi, 1978, v. 28, № 4, p. 233—244.

48. *Lambert J.B., Sato T.* The Kuroko and Associated ore Deposits of Japan: Review of Their Features and Metallogenesis. — Econ. Geol., 1974, v. 69, № 8, p. 1215—1230.

49. *Laing W.P., Marjoribanks R.W., Rutland R.W.R.* Structure of Broken Hill Mine Area and its Significance for the Genesis of the Orebodies. — Econ. Geol., 1978, v. 73, № 6, p. 1112—1136.

50. *Ores and Structures.* Geologiska Foreningens Stocholm, Forhandlingar, Stocholm, 1977, v. 99, № 56.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

---

Введение . . . . .	3
Вулканогенные структуры рудных полей и месторождений . . . . .	4
Классификация рудоносных вулканогенных структур . . . . .	4
Положительные вулканические и вулканогенные структуры рудных районов и полей . . . . .	9
Отрицательные вулканические и вулканогенные структуры рудных районов и полей . . . . .	20
Вулканогенные и другие типы вулканогенных структур рудных полей . . . . .	46
Вулканические и вулканогенные структуры месторождений . . . . .	49
Глубинное строение и эволюция рудоносных вулканогенных структур . . . . .	78
Глубинное строение и эволюция рудоносных вулканогенных структур в областях современного и молодого вулканизма . . . . .	78
Глубинное строение и эволюция колчеданосных вулканогенных структур в областях раннегеосинклинального вулканизма . . . . .	89
Глубинное строение и эволюция рудоносных вулканогенных структур орогенных зон и областей активизации . . . . .	111
Палеовулканологический анализ . . . . .	134
Основные принципы палеовулканологического анализа . . . . .	134
Степень сохранности вулканогенных структур . . . . .	138
Геологические методы изучения и картирования рудоносных палеовулканов . . . . .	143
Специализированные геологические карты и геолого-палеовулканологические схемы . . . . .	146
Детальный палеовулканологический анализ рудоносных вулканических формаций . . . . .	148
Палеовулканологические реконструкции . . . . .	153
Геодинамический анализ . . . . .	170
Моделирование рудоносных вулканогенных структур . . . . .	192
Палеовулканологические предпосылки поисков месторождений . . . . .	198
Заключение . . . . .	205
Список литературы . . . . .	206

85 коп.

4148

НЕДРА