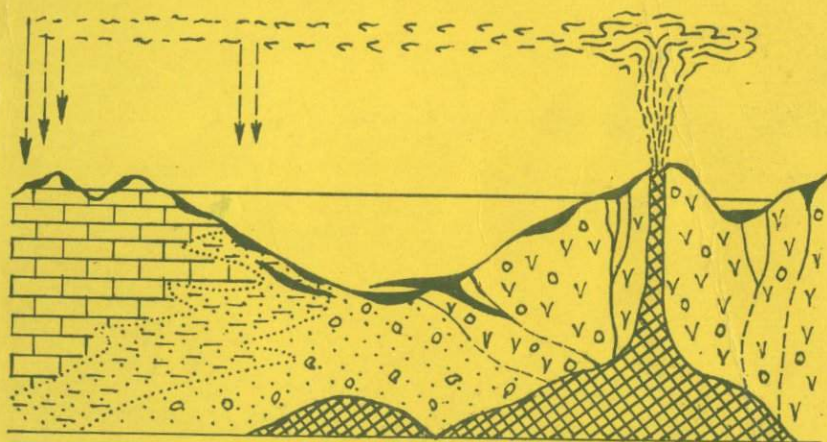


В.Н.Котляр, П.Д.Яковлев

Вулканизм и оруденение



В.Н.Котляр, П.Д.Яковлев

Вулканизм и оруденение



МОСКВА "НЕДРА" 1984



4138

Котляр В.Н., Яковлев П.Д. Вулканизм и оруденение. М., Недра, 1984. 108 с.

На основе новейших данных по рудоносности вулканогенных формаций рассмотрены формационно-фациальный анализ вулканогенных образований, вулканические структуры и их развитие, соотношения вулканических образований и малых интрузий, эволюция вулканизма в докембрии и фанерозое. Обоснованы критерии выделения вулканогенных месторождений и показана многоэтапность образования большинства из них. Даны примеры рудоносных вулканических поясов и главных типов вулканогенных месторождений.

Для геологов научно-исследовательских и производственных организаций. Может быть использована студентами старших курсов геологических вузов.

Ил. 17, список лит. — 50 назв.

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

ВВЕДЕНИЕ

Первые сведения о связи вулканизма и процессов рудообразования встречаются у фон Котта, который в 1862 г. отметил рудоносность корневых частей вулканов, вулканогенных формаций и вулканических пород. В 1919 г. Г. Берг, в 1925 г. М.А. Усов, в 1929 г. П. Ниггли выделили фации глубинности магматических пород.

В более поздних исследованиях Г. Шнейдерхен, П. Ниггли, Г. Борхерд, В.А. Обручев, П.М. Татаринов и И.Г. Магакьян и др. обратили внимание на значение фактора глубинности при образовании месторождений полезных ископаемых, а некоторые авторы — В.А. Обручев, М.А. Усов, А.Н. Заварицкий и др. — отводили определенную роль в формировании месторождений процессам вулканизма. Так, М.А. Усов еще в 1933 г. выделил эффузивную фацию жильных месторождений, к которой он отнес оловорудную формацию Боливии, ряд месторождений Перу, Чили, Мексики, США, Испании и др. В работах В. Линдгрена также можно найти данные о роли вулканизма в формировании экспедиционных и гидротермальных золото-серебряных месторождений. Однако теория плутоногенного рудообразования до 60-х годов была господствующей и другие точки зрения почти не рассматривались.

В развитии теоретических представлений советских геологов о роли палеовулканизма важную роль сыграли работы А.Н. Заварицкого, посвященные колчеданным месторождениям Урала. И, несмотря на то что в 1951—1955 гг. большинство геологов еще не признавали роль процессов палеовулканизма в рудообразовании, пересмотр привычных представлений и схем начался. С новых позиций были проанализированы существующие представления о генезисе не только колчеданных и полиметаллических, но и других рудных формаций. Привлекли внимание работы Н.И. Наковника по вторичным кварцитам; месторождения Коунрад, Семиз-Бугу были отнесены к вулканогенным. С процессами палеовулканизма стали связывать образование "риолитовых" месторождений олова, магномангнетитовых месторождений Сибирской платформы, медно-цеолитовых, золото-серебряных, барит-полиметаллических и других месторождений.

В конце 1950 — самом начале 1960-х годов в советской геологической литературе появились работы, в которых говорилось о роли вулканизма в процессе рудообразования. К ним относятся публикации Ю.А. Билибина [4], В.Г. Грушевого, Е.А. Раджевич, М.Б. Бородаевской и Н.И. Бородаевского, Д.А. Тимофеевского, Г.А. Твалчрелидзе и др. Реже подобные сведения публиковались в работах зарубежных авторов. Однако эти работы имели еще частное значение и особого внимания не привлекали.

Большую известность получила статья Л.Н. Бельковой, В.Н. Огнева и А.И. Семенова [2], посвященная генезису полиметаллических месторождений Рудного Алтая.

Важное значение имели вулканологические исследования на Камчатке, преимущественно петрографического характера, проводились они под руководством А.Н. Заварицкого, а затем В.И. Влодавца, Б.И. Пийпа и

Г.С. Горшкова, С.И. Набоко. Подобные исследования проводили за рубежом Л.К. Грейтон, К.Н. Феннер, Д. Уайт. Однако исследования этих ученых, так же как и работы А.Н. Заварицкого, еще не привели к пересмотру взглядов на значение вулканизма в рудообразовании.

Новым этапом в изучении рудоносности вулканогенных формаций стали работы В.И. Смирнова, Г.С. Дзюценидзе, С.Н. Иванова, К.М. Власова, М.А. Фаворской, М.И. и Г.В. Ицксона, В.Н. Котляра, Г.Н. Щербы и др. (конец 50-х годов), получившие широкое признание в нашей стране. Они развивали взгляды А.Н. Заварицкого, И.В. Дербикова, И.В. Ленных, В.П. Логинова, В.М. Сергиевского, А.И. Семенова, В.Н. Огнева и др. Из зарубежных работ привлекали внимание публикации Г. Борхерда, А.Р. Кинкеля и К. Офтедаля (начало 60-х годов).

Особое значение приобрело Всесоюзное совещание по рудоносности вулканогенных формаций (Москва, 1963 г.), на котором была признана правомерной проблема вулканизма и оруденения. Именно с этого времени начался период широкого пересмотра взглядов на роль магматизма в рудообразовании, значение вулканических структур, выделение субвулканических образований, применение формационного анализа по отношению не только к осадочным, но и к вулканогенным породам. Широко развернулись специализированные исследования и работы по палеовулканизму во многих регионах СССР.

По-новому стали рассматриваться проблемы региональной металлогении, структур рудных районов и рудных полей, метасоматоза в рудообразовании, были выдвинуты новые проблемы.

В 1970-х годах пересмотр старых, укоренившихся взглядов начался в зарубежных странах. В Болгарии, Югославии, Румынии по данной проблеме были проведены международные симпозиумы; в Японии был издан специальный сборник статей по вулканизму и оруденению; все чаще появлялись статьи по данной проблеме в США. В выдвинутых представлениях о новой глобальной тектонике, сквозных рудоконцентрирующих разломах (М.А. Фаворская, И.Н. Томсон), геотектоногенах — рудных поясах и колоннах преобразования земной коры (Г.Н. Щерба), планетарных вулканических поясах в трактовке М.И. Ицксона, Е.А. Радкевич и др. большое место отводится палеовулканизму и рудной минерализации. Возникли проблемы тектоно-магматической активизации и связи с ней оруденения (Е.Д. Карпова, А.Д. Щеглов), вулканических поясов (В.Ф. Белый, М.И. Ицксон, Л.И. Красный, Е.А. Радкевич и др.), проблема рудоносности докембрия (Т.В. Билибина, В.А. Соколов, Я.Н. Белевцев и др.).

В настоящее время проблема вулканизма и оруденения разрабатывается различными геологическими коллективами на основе формационно-фациального анализа вулканогенных образований, детального изучения соотношений плутонизма и вулканизма в рудоносных комплексах, изучения эксплозивных брекчий, флюид-порфировых и криптовулканических образований, вулканогенно-осадочных пород и связанного с ними оруденения.

Вместе с тем рудоносность вулканогенных формаций освещена все еще недостаточно, и потому обобщение материалов по всему комплексу вопросов целесообразно.

ВУЛКАНОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ, КОМПЛЕКСЫ И ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ РУДОНОСНЫХ ПАЛЕОВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

ВУЛКАНОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ И СУЩНОСТЬ ФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА

Магматические формации — ассоциации магматических пород одного или близкого состава, отражающие те или иные этапы геотектонического развития региона. В связи с этим одни и те же формации в некоторых эпохах развития могут повторяться. Например, в эвгеосинклиналях Кавказа спилит-кератофировые формации проявляются в нижней и средней юре, мелу и палеогене, в эвгеосинклинали Урала в ордовике — девоне, в складчатой области Казахстана порфиновые формации наблюдаются в нижнем — верхнем девоне, карбоне, перми и др. Как общее понятие магматические формации используются при выделении структурно-формационных зон и региональном металлогеническом анализе. Выделение таких формаций позволило: 1) установить региональные структуры земной коры и парагенетические связи минерализации с формациями; 2) выяснить историю развития региона; 3) выделить магматические и, в частности, вулканогенные комплексы.

Таким образом, установление магматических формаций и формационных рядов дает возможность проводить металлогенический анализ для обширных территорий регионов и провинций, отделять перспективные площади для эффективных поисков от неперспективных и непосредственно выявить рудные районы.

Формационный анализ имеет важное значение при изучении рудоносности вулканогенных формаций. В зависимости от характера вулканизма — подводного или наземного, трещинного или очагового, базальтоидного или дацит-липаритового — вулканические образования могут проявляться в виде простых или сложных комплексов, стратифицированных вулканогенно-осадочных толщ в сочетании с осадочными породами или локальных сложных комплексов среди широко развитых, протягивающихся на огромных пространствах вулканических образований. Такие вулканогенные комплексы как конкретное проявление вулканогенных формаций представляют собой категорию магматизма, проявленного в определенных пределах, обусловленных сопряженностью магматических образований и локальных структур [19].

Вулканогенные комплексы могут характеризовать по петрографическому, петрохимическому и фациальному составам слагающих их пород не только глубинные магматические очаги и связанные с ними тепловые потоки, но и развитие их сверху вплоть до образования периферических очагов и проявлений вулканизма. В этом можно усматривать проявления "колонн преобразования земной коры" в понимании Г.Н. Щербы [43].

Если вулканогенные формации и формационные ряды определяют этапы геотектонического развития и региональные структуры, выделяющиеся как структурно-формационные зоны, то отдельные слагающие их вулканогенные комплексы отличаются локальным характером размещения, соответствуя структурам уже иного, более высокого порядка. Распределение вулканогенных комплексов в структурно-формационных зонах подчиняется не только разломным структурам, но и блоковой тектонике, выражающейся в относительных глубинах проникновения разломов (верхняя мантия, поверхность Мохо, базальтовый слой, поверхность Конрада, сиаля), положении и составе фундамента, повторных движениях блоков и всей геологической истории развития.

Классификация магматических формаций Ю.А. Кузнецова для своего времени стала, несомненно, крупным научным достижением. Формационный анализ магматических и вулканических образований, поддержанный как метод исследований также В.С. Коптевым-Дворниковым и многими другими, был принят в качестве основы металлогенических исследований и завоевал общее признание. Вместе с тем обнаружилась необходимость выделения магматических формаций областей тектоно-магматической активизации, что в значительной мере было восполнено работами Е.Д. Карповой, А.Д. Щеглова, коллектива ВСЕГЕИ и др. Выявилась также потребность увязки магматических формаций с элементами новой глобальной тектоники, в частности с зонами типа Заварицкого — Беньофа, островных дуг и трансформными, а также рудоконцентрирующими разломами в понимании М.А. Фаворской и И.Н. Томсона. Наконец, при более детальных исследованиях в различных регионах и металлогенических провинциях были определены новые типы магматических формаций. При детализации магматических формаций коллектив ВСЕГЕИ на обзорной металлогенической карте СССР (м-б 1:2 500 000) выделил группы осадочно-вулканогенных формаций и интрузивных комплексов (соответственно) для стадий: геосинклинальной — 7 и 3; формирования складчатых поясов — 4 и 5, консолидации подвижных поясов — 10 и 5, для областей и эпох тектоно-магматической активизации — 3 и 4.

Несмотря на большую проведенную работу по столь детальному описанию магматических формаций территории СССР, следует отметить, что мелкомасштабность металлогенической карты не позволила расчленить осадочно-вулканогенные формации и выявить среди них собственно вулканогенные. Кроме того, понятия формаций и комплексов рассматривались как идентичные, причем комплексы выделены только интрузивные.

Опыт применения формационного анализа вулканогенных образований Г.М. Фремдом, Е.Ф. Малеевым и др. отражает различные стороны процессов вулканизма и сопровождается новой терминологией. Представления И.И. Абрамовича, В.В. Грузы и др. пока не нашли применения в разработке формационного анализа на математической основе.

Понятия магматических формаций и магматических комплексов, близкие по своему содержанию, по существу не являются идентичными. Ю.А. Кузнецов магматические комплексы рассматривает как конкрет-

ные формации, занимающие определенное место в пространстве и во времени. Такое понимание магматических формаций и магматических комплексов можно видеть в работах Г.Ф. Яковлева, В.В. Авдонина, Т.Я. Гончаровой и др., придерживающихся соответствующих определений Ю.А. Кузнецова. Эти авторы отмечают, что комплексы, на которые подразделяются формации, могут охватывать несколько свит или соответствовать их частям. При этом, развиваясь в определенных тектонических зонах, подзонах или блоках, они отличаются сравнительно небольшим интервалом времени образования. Так же как и И.Н. Сперанская, указанные авторы считают, что при изучении прибрежно-морских и особенно наземных вулканогенных формаций стратиграфические методы не всегда приемлемы и часто приходится опираться на фациальный анализ.

Свои идеи о магматических формациях были высказаны также М.А. Фаворской, В.А. Баскиной, Р.Г. Ивановым и И.Н. Томсоном, которые считают метод формационного анализа магматических образований весьма перспективными для среднemasштабного прогнозирования полезных ископаемых [33]. Однако в отличие от общепринятого понимания формаций они рассматривают их не как вещественные, а как тектонические ассоциации, образующиеся на протяжении единого этапа тектономагматического цикла. При этом магматические формации определяются ими как многоочаговые, гетерогенные ассоциации с проявленными в них парагенетическими сериями, обусловленными многочисленными очагами, состоящие из группы магматических комплексов и характеризующие структурно-формационные и металлогенические зоны. Иначе говоря, выделение вулканогенных формаций имеет главное значение при изучении региональной металлогении, а выделение магматических комплексов (по М.А. Фаворской, субформаций) отражает иной, более крупный масштаб — структуры рудных районов.

Обзор эволюции взглядов на определение понятия "формация" дан И.В. Лучицким [21]. Признавая целесообразность классификации магматических формаций по петролого-тектоническому признаку, принятому Н.П. Херасковым и Ю.А. Кузнецовым, он считает правомерным в зависимости от целей и задач исследования применение и других принципов для систематики. В частности имея в виду реальную геологическую обстановку, соотношения и залегание вулканогенных формаций, И.В. Лучицкий разделяет их на вулканогенные нестратифицированные, вулканогенные стратифицированные и вулканогенно-осадочные. Кроме того, определяют не только отдельные формации по их составу, но и формационные ряды, характеризующие те или иные структуры и дающие основания для выделения структурно-формационных зон при металлогенических исследованиях. Н.П. Херасков описывает абстрактные и конкретные формации. Последние соответствуют понятию магматических комплексов.

Среди магматических формаций Е.К. Устиев предложил выделять промежуточный тип вулcano-плутонических формаций, представляющих синхронные вулканические и плутонические образования.

Наиболее распространены и детально изучены вулканогенные формации на континентах. Состав их, характер проявления и соотношений меж-

ду собой интенсивно рассматриваются в областях современного и древнего вулканизма. Принцип актуализма широко используется при исследовании вулканогенных образований дочетвертичного времени, с которыми связано большинство разнообразных проявлений рудной минерализации. В настоящее время широко применяются и другие методы, среди которых важное место занимают палеорекострукции и формационно-фациальный анализ. Эти методы позволяют выделять вулканогенные формации с позиций не только стратиграфических и петрографических, но и генетических. Отсюда изучение проявлений наземного вулканизма на континентах требует привлечения всех указанных методов, включая палеорекострукции геологической обстановки, структуры, петрологии, геохимии, палеогеографии, палеогеогеологии и др. Поэтому ограниченное изучение рудоносности вулканогенных формаций стратиграфо-петрографическими методами допустимо лишь для мелкомасштабных построений. Для более крупномасштабных исследований рудных районов необходимо учитывать все стороны геологических палеорекострукций, включая сложные соотношения отдельных синхронных и асинхронных проявлений вулканизма, его цикличности и меняющихся геологических обстановок.

Изучение проявлений подводного вулканизма только начинает давать результаты, которые отражены в детализации стратиграфо-литологических, геохимических и океанографических исследований и в широком использовании вулканологических данных. В этой связи наиболее интересны работы К.К. Зеленова и др. Следует различать вулканогенные формации, образованные в связи с субмаринными извержениями и формированием вулканогенно-осадочных толщ и удаленные от центров вулканических извержений, каковыми могли быть извержения в пределах островных дуг. Как те, так и другие характеризуются стратификацией, перемежаемостью с терригенными осадками, но отличны по литологическому составу. Эти вопросы также заслуживают более детального рассмотрения.

Проявления криптовулканизма наименее изучены, хотя совсем не однородны. Сюда относится образование трубок взрыва, проявлений вторичного плавления и явлений флюидизации и ремобилизации вулканических и вулканогенных пород.

Г.С. Дзюценидзе с некоторыми основаниями относит к таким образованиям выделения термальных растворов, приводящих в рифтовых зонах к возникновению рудной минерализации.

Таким образом, проявления вулканизма многообразны и зависят в первую очередь от тектонических факторов, определяющих место возникновения, время и условия протекания, периодичность, длительность, структурную обстановку и ее изменения, состав продуктов, их размещение и др. Образующиеся при этом вулканические формации выделяются не только составом, но и различным характером вулканических пород, формами проявления на всем протяжении от вулканических очагов до поверхности, сложением и текстурами пород. Поэтому в настоящее время о вулканизме судят не только по эффузивным толщам, но и по всей совокупности вулканитов и субвулканических образований, составляющих единые вулканические комплексы и формации. Выделение их составля-

ет важнейшую задачу при изучении вулканизма и связанной с ним рудоносности и позволяет применять не только геолого-петрографические методы, но также и специальные методы палеореконструкций, структурно-фациальный, геофизические и др.

Следует при этом иметь в виду, что континентальный вулканизм часто проявлен не в виде стратифицированных толщ, а имеет "островной" характер, где вулканиды фациально сменяются другими образованиями в виде слоистых или неслоистых туфов, туфогенных или терригенных толщ того же или близкого возраста. Интересно, что такие вулканические острова, представляя собой нередко структурно обособленные комплексы, сменяют друг друга и образуют целые горизонты и формации или формационные ряды, протягивающиеся на многие десятки и сотни километров. Таковы, например, средне-верхнедевонские комплексы — контрастные формации Центрального и Северного Казахстана, верхнепалеозойские также контрастные комплексы так называемой кызылнурийской свиты Средней Азии, среднеюрские кварц-порфировые Малого Кавказа и многие другие. На большом протяжении, отражающем тектонические зоны и разломы, они составляют как бы гирлянды древних вулканических аппаратов и других вулканических структур. При этом среди различных вулканических продуктов большое значение имеют вулканические брекчии различного типа, особенно эксплозивные.

В континентальных вулканогенных формациях присутствуют также и слоистые вулканогенно-осадочные породы, однако в отличие от подводных субмаринных толщ они распространяются менее широко, отражая обычно меньшие по площади внутриконтинентальные водоемы. Среди них часто наблюдаются ограниченные кальдерные прогибы.

Проявления вулканизма в пределах континентальных зон разных эпох, от кембрия до кайнозоя включительно, очень часто сопровождаются различной по составу и интенсивности минерализацией.

Подводный вулканизм морей и океанов отличается распространением вулканогенно-осадочных толщ и связанного с ними оруденения. Однако и здесь широко развиты очаговые структуры и своеобразные комплексы, типичные особенно для эвгеосинклинальных зон. Интересно, что такой тип вулканизма отличается не только составом пород, но и их залеганием, строением, а также характером минерализации.

Среди вулканогенных формаций выделяют непрерывные, последовательно образованные от основных к кислым и контрастные.

В.Н. Котляром на примере интрузивных образований Малого Кавказа было показано, что многофазное формирование магматических комплексов не только отражает закономерную эволюцию в проявлении магматизма, но и характеризует относительную продуктивность в рудном отношении.

Изучение вулканогенных формаций и комплексов показывает, что контрастность состава — один из важнейших признаков степени их продуктивности.

Эта закономерность выражается в разных структурах земной коры — в геосинклинальных зонах и на древних платформах, в орогенных поя-

сах и в областях тектоно-магматической активизации. Она проявляется также и в структурах более высоких порядков — в интрагеосинклиналях и сводово-глыбовых поднятиях, в наложенных прогибах и блоковых структурах.

Многочисленные исследования в пределах вулканических поясов показывают, что контрастность вулканогенных формаций связана с глубинной геологией, мощностью коры и соотношением ее слоев, глубиной верхней мантии, активизацией глубинных магмаконтролирующих тектонических зон и разломов, с развитием блоковой тектоники.

На примере вулканогенных формаций Приморья, Камчатки и Армении М.А. Фаворская считает возможным существование параллельных по времени развития и различных, контрастных по составу комплексов, особенно если локализируются в обособленных блоках.

Контрастность вулканогенных формаций выражается в формационных рядах, определяющих структурно-формационные зоны и металлогенические провинции, а также в пределах вулканических районов и узлов. Этим двум основным категориям вулканизма соответствуют порядки структур, а также проявлений минерализации и оруденения.

Интересные работы о значении колчеданосных контрастных формаций принадлежат Т.И. Фроловой, М.А. Петровой, И.А. Буриковой, М.Б. Бородаевской, И.С. Вахромееву и др., которые связывают колчеданные оруденения с кислыми породами этих формаций. В обстановке сжатия при замедленном продвижении газов к поверхности происходит окисление их в верхних, богатых кислородом оболочках Земли. Образование кислых пород Т.И. Фролова объясняет ассимиляцией базальтоидной магмой сиалического слоя коры, с чем связано, по ее мнению, повышение отношения $K/(K + Na)$ и общей щелочности расплава. В качестве признаков взаимодействия базальтоидных расплавов с вмещающими породами определяются: наличие ксенолитов, петрографическая и петрохимическая неоднородность пород, нарушение парных корреляций петрогенных и малых элементов, различия в количественных отношениях пород в формациях. Такое взаимодействие проявляется различным путем: ассимиляцией, магматическим замещением или палингенным плавлением, причем колчеданные, да и другие типы оруденения связаны с кислыми базальтоидными магмами отнюдь не подкоровых, а промежуточных или периферических очагов.

Однородные формации основного или кислого состава, как правило, рудоносны.

Состав и характер рудоносности вулканогенных формаций зависят и от целого ряда других факторов. Среди них — геотектонические условия, определяющие тектонический режим, глубинность магматических очагов и их эволюцию, характер фундамента и др.

М.Б. Бородаевская, А.И. Кривцов, В.И. Смирнов, Г.Ф. Яковлев и др. для колчеданосных зон выделяют ранние эвгеосинклинальные зоны, развитые на базитовом океаническом основании, в отрогах океанических впадин и геосинклинальных систем, и поздние эвгеосинклинали фемического и салического профиля краевых частей геосинклиналей и ак-

тивизированных их участков, а также миогеосинклинали. Кроме того, М.Б. Бородаевская и другие исследователи определяют зоны ранней стабилизации, длительно развивающиеся островные дуги с непродуктивными на колчеданные руды слабодифференцированными андезит-базальтовыми формациями и автономно развивавшиеся прогибы с контрастными и последовательно дифференцированными формациями, отличающимися высокой продуктивностью.

С.Н. Иванов, Г.Ф. Червяковский, В.М. Нечеухин и др. на примере колчеданоносных районов Южного Урала связывают контрастные спилит-кварц-альбитофировые и последовательно дифференцированные диабаз-дацит-кварц-альбитофировые формации натриевой серии с океаническим типом вулканизма эвгеосинклинальных зон, островным — андезитовые и андезит-базальтовые также натриевой серии, субконтинентальным — дифференцированные трахит-липарит-базальтовые калиево-натриевые и, наконец, с континентальным — уже гранит-липаритовые, существенно калиевые.

Относительно более продуктивны те контрастные и последовательно дифференцированные колчеданоносные формации, которые отличались ассимиляцией корового вещества, накоплением глубинных восстановленных флюидов до стадии образования кислых расплавов и зелено-каменным перерождением пород в постмагматическую стадию.

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ, ТИПЫ И ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ

Магматическим комплексом называется конкретная, т. е. привязанная к определенному месту и времени, ассоциация комагматических пород разного, но направленного в своем развитии состава и близкого возраста в виде одного сложного или нескольких структурно сопряженных магматических тел, обычно представленных различными фациями.

Основные типы вулканогенных комплексов

Главная особенность вулканогенных комплексов — приуроченность к крупным блокам и ограничивающим их глубинным разломам. Вне связи с ними как современных, так и более древних комплексов, по-видимому, не бывает. Именно эти разломы и создают условия для продвижения теплового фронта и проявления вулканических форм магматизма.

Комплексы почти всегда являются полифациальными и лишь редко на глубоких эрозионных срезах они выглядят малофациальными. При этом наиболее часто имеет место сочетание покровных, экструзивных, субвулканических и дайковых фаций, реже в комплексах принимают участие и резко выраженные гипабиссальные близкие к порфиоровым фации и совсем редко гипабиссальные близкие к сложным гипамезоабиссальным. Абиссальные фации магматизма в вулканогенных комплексах участия не принимают. Фациальность комплексов, глубина и вертикальный диапазон распространения находятся в прямой зависимости от глубины заложения контролирующих зон разломов, и характера развития. Могут быть выделены следующие типы вулканогенных комп-

лексов в зависимости от глубины эрозионного среза: 1) эффузивно-экструзивные приповерхностные; 2) субвулканические близповерхностные; 3) вулканогенно-интрузивные глубинные с двумя подтипами: комплексы с участием малых интрузий и вулканоплутоны, где вулканические породы тесно сопрягаются с крупными гипабиссальными интрузивами.

Эффузивно-экструзивные комплексы широко проявлены в палеозойских, молодых мезокайнозойских складчатых областях, а также в пределах платформ (районы Приморья, Малого Кавказа, Западного Забайкалья, Болгарии). Для таких районов характерны образование вулканических толщ среднего и кислого состава, проявления этмолитов и лакколитообразных интрузий, небольших трубок взрыва, криптовулканизма, а также слабая или умеренная рудоносность. Комплексы основного состава трапповых формаций платформ отличаются специфической рудоносностью (железо, медь, никель).

Комплексам этого типа присуще широкое площадное развитие вплоть до региональных ареалов, среди которых выступают экструзивы, трубки взрыва, скрытые вулканические аппараты и др.

Субвулканические комплексы в общем более распространены в различных структурно-формационных зонах и характеризуются повышенной продуктивностью и разнообразием проявлений вулканизма и рудной минерализации. Такие комплексы отличаются некоторыми особенностями в связи с приуроченностью их к разным структурам и геологическим обстановкам, ассоциацией пород, различными их соотношениями, фациями и формами субвулканических тел, в то же время они имеют близкую глубинность. Вертикальный диапазон их проявления характеризуется уровнями от корневых частей эффузивов до приповерхностных экструзивных магматических образований, отличающихся своеобразным набором петрографических и минеральных особенностей. Эти комплексы часто выражены очаговыми структурами или образуют ареалы, размеры которых обычно значительно меньше эффузивно-экструзивных. Впрочем, во многих случаях оба типа комплексов сосуществуют, особенно в резко расчлененных районах.

Вулканогенно-интрузивные комплексы, несомненно, более глубинные образования (часто рассматриваются как корневые части вулканических систем), переходные от вулканических к плутоническим. Они проявляются по структурно-текстурным признакам, по признакам комагматичности вулканитов и интрузий. Такие комплексы широко распространены в областях тектоно-магматической активизации и в вулканических поясах. Именно они были выделены Е.К. Устиевым в качестве третьего самостоятельного типа вулканоплутонических магматических ассоциаций, что встретило и некоторые замечания с формационных позиций.

Среди них можно выделить два подтипа: комплексы с участием малых интрузий, часто приуроченных к тем же очаговым структурам, и более масштабные, в которых принимают участие крупные гипабиссальные интрузивы. Комплексы первого подтипа распространены в Восточном Забайкалье, на Рудном Алтае, в Средней Азии, Колорадском поперечном порфириновом поясе и других районах. С этими комплексами связа-

ны молибденовые, полиметаллические, золоторудные и др. [1, 20, 24]. М.А. Фаворская, В.А. Баскина, И.Н. Сперанская и др. приводят примеры проявления в таких комплексах полнокристаллических гранитоидов, а М.А. Фаворская указывает на востоке Сихотэ-Алиня интрузивы до 3000 км², которые застывали на глубине 0,5 — 1,5 км. Такие сложные образования Г. Клоос называл вулканоплутонами.

Вулканоплутоны, по А.И. Гинзбургу, В.А. Невскому и Е.М. Эпштейну, как комплексы представляют большой интерес. Это целые магматические системы очагового типа огромных размеров (до нескольких и даже многих десятков километров), представленные вулканогенными и прорывающими их крупными телами плутонических интрузивов различного состава. К ним в первую очередь должны быть отнесены карбонатитоносные вулканоплутоны гипербазит-щелочного состава, вулканическую природу которых одним из первых отметил Ю.М. Шейнманн, многие комплексы щелочных пород, например Хибинский, Лавозерский, Памбакский в Армении, гранитоидные комплексы с редкометальной минерализацией. Такие комплексы широко распространены, но, за исключением карбонатитоносных, еще мало изучены.

М.А. Фаворская и И.Н. Кигаи на примере Сихотэ-Алиня показали, что синхронные вулканические и плутонические образования в силу их разобщенного положения должны рассматриваться как группа формаций или, по Н.П. Хераскову и Ю.А. Кузнецову, как формационный ряд.

Считая замечание М.А. Фаворской по вопросу о выделении вулканоплутонических формаций обоснованным, тем не менее мы не можем не учесть факты совместного проявления типичных вулканических и гипабиссальных образований. В одних случаях, по мнению В.Н. Котляра, такое проявление зафиксировано в одном и том же теле в результате одновременной раскристаллизации магмы на глубине, особенно в корневых частях вулканических систем, и такие случаи в общем не вызывают возражений. В других случаях наблюдается сосуществование вулкаников и интрузивов в очаговых структурах при последовательном внедрении последних в условиях прогретой среды — и здесь тоже нет оснований для рассмотрения этих образований в качестве разных формаций, поскольку они, несомненно, относятся к одному комплексу (рис. 1). Иногда вулканики и крупные явно комагматичные им гипабиссальноподобные интрузивы пространственно между собой разобщены.

Такие образования отражают тип вулканогенно-интрузивных формаций.

Выделение вулканогенно-интрузивных формаций имеет большое значение, так как с ним связаны многие комплексы, приуроченные к очаговым структурам.

Таким образом, вопрос может рассматриваться в двух аспектах: проявления синхронных вулканических и гипабиссальных образований, как показали М.А. Фаворская, В.С. Коптев-Дворников и др., и проявления гипабиссальных интрузивов как консолидированных вулканических очагов. Первый случай можно объяснить различием уровней эрозии вулкаников и интрузивов и разной структурной обстановкой в смежных участ-

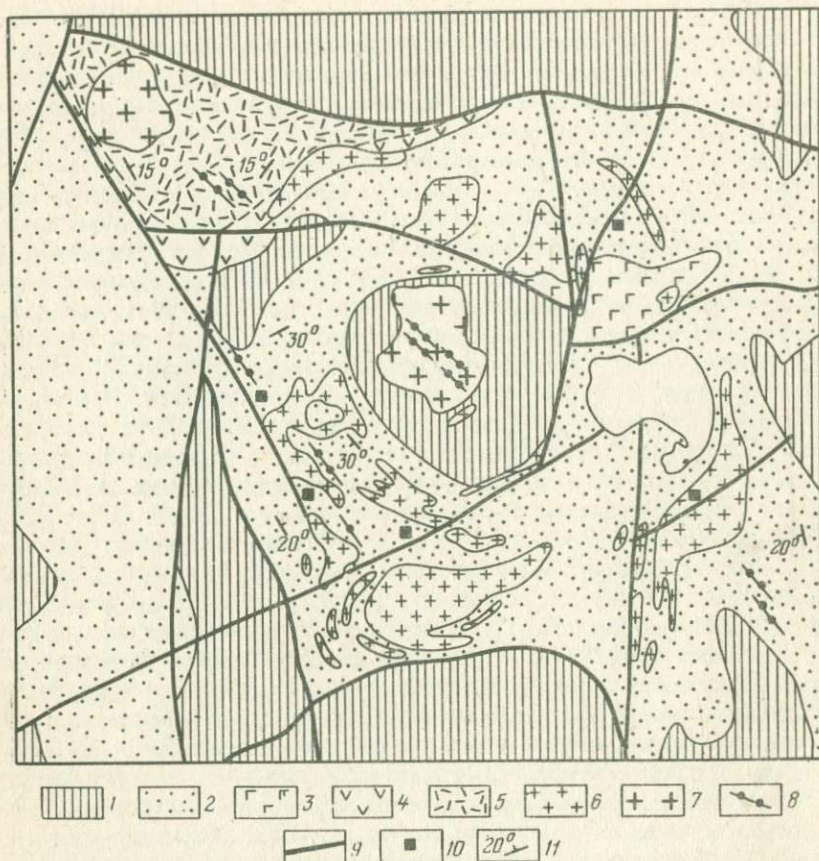


Рис. 1. Геологическая схема Тениз-Коржункольской кольцевой структуры (хр. Ерментау, Казахстан).

1 — докембрийские и кембрийские кварциты, яшмокварциты, кремнистые сланцы; 2 — верхнепалеозойские осадочные породы; 3–8 — раннетриасовый вулканогенно-интрузивный комплекс: 3–5 — вулканические покровы: 3 — основного состава, 4 — преимущественно среднего состава, 5 — кислого состава, 6 — субвулканическая фация гранит-порфиров и граносиенит-порфиров, 7 — гипабиссальная фация гранитов нескольких фаз внедрения, 8 — дайки среднего и основного состава; 9 — разрывные нарушения; 10 — проявления сульфидной минерализации; 11 — элементы залегания

ках по латерали, но с образованием в одних и тех же магматических ареалах двух рассматриваемых фациально резко различных проявлений магматизма. Второй случай отражает преимущественно вертикальную зональность магматизма, когда из вулканического очага к поверхности поступают и формируются сначала собственно вулканогенные образования, а затем в результате прогрессирующего остывания всей системы консолидируются вулканические очаги, превращаясь в гипабиссальные интрузивы. Последние нельзя называть субвулканическими, так как тогда создается путаница в разделении субвулканических и гипабиссальных плуто-

нических интрузий. Второй случай важен в том отношении, что в процессе консолидации вулканического очага и возникающих при этом напряжениях сжатия такой очаг способен выдавать в вулканические структуры небольшими порциями магматический материал, из которого и формируются малые интрузии в условиях повышенных мощностей вулканических пород. Именно так образуется большинство малых интрузий, которые так или иначе связаны с вулканизмом. Вместе с тем они ассоциируют и с интрузивными массивами, т. е. с бывшими периферическими вулканическими очагами. Особенно интересны и важны проявления вулканизма, завершающие формирование вулканогенных комплексов. Такие субвулканические или малые интрузии часто внедряются в вулканические жерла, создавая структуры центрального типа и малые комплексы. Породы таких интрузий являются порфиоровыми и часто сопровождаются близкими по времени кольцевыми и коническими интрузивами.

Таким образом, вулканогенно-интрузивные формации и комплексы, проявляясь локально, обусловлены структурными условиями и длительностью интервалов между последовательными вулканогенными образованиями. Любые синхронные или близкие по времени комагматические интрузии и вулканогенные породы должны рассматриваться не только порознь, но и как единые системы, образующие между собой сложные сочетания, особенно для многофазных (многократных) внедрений. При этом имеют значение соотношения интрузивов и вулканических образований как в крупных вулканических поясах, так и в отдельных вулканических сооружениях более мелкого масштаба. Однако такой подход к изучению нашей проблемы должен охватывать и элементы структуры, без чего выяснение соотношений интрузивов и вулканических образований невозможно. Для нас важен тот факт, что рудная минерализация сопутствует не только интрузивам, но и вулканикам, а во многих случаях и тем и другим, создавая сложные сочетания магматизма, структуры и минерализации.

Выделение магматических формаций и комплексов, выявление их значения и есть сущность формационного анализа в изучении магматизма, а также системного подхода в проблеме изучения рудоносности вулканизма.

Вулканогенные комплексы могут быть представлены не всеми фациями глубинности от покровных до глубинно-вулканических, но в зависимости от глубины эрозионного среза они нередко выражены только субвулканическими интрузиями или корневыми частями вулканических систем в виде малых гипабиссальноподобных интрузий, даек и др.

Субвулканические образования этого типа отличаются высокой рудоносностью, например плиоценовые оловорудные месторождения Боливии, берtrandитовые Мексики (Агуачиле) и др. Распознавание природы таких магматических тел требует комплексного подхода и тщательного изучения не только каждого в отдельности, но и образуемых ими комплексов, ареалов, формаций и формационных рядов.

Последовательность и длительность формирования вулканогенных комплексов

Вулканисты — это производные вулканических очагов, застывание которых приводит к образованию гипабиссальных интрузий. Тем самым становится понятной связь этих магматических образований между собой. Она проявляется в постепенных переходах гипабиссальных интрузивов в субвулканические, но гораздо чаще в связи с непрекращающимися периодическими тектоническими напряжениями в виде позднейших внедрений магм с образованием малых или крупных трещинных гипабиссальных интрузивов. В зависимости от интервала времени, обуславливающего эволюцию магматизма в очагах, а также от накопления вулканических продуктов позднейшие интрузии могут сохранять петрохимическое и геохимическое родство или потерять его. В последнем случае интрузивы и дайки приобретают самостоятельность. Обычно они оказываются разорванными во времени и поэтому в качестве единого комплекса с вулканитами рассматриваться не могут.

Таким образом, последовательность формирования вулканогенно-интрузивных и вулканогенных комплексов следующая: сначала происходят выбросы туфов, туфобрекчий, излияния лав с образованием эффузивных потоков и покровов, эксплозивных брекчий, субвулканических тел и экструзивов, часто многократных, нередко ритмичных и полициклических, а затем внедрение даек, малых, а в ряде случаев крупных интрузий. В других, более сложных случаях, но в пределах одного эруптивного процесса, магма неоднократно поступала в уже сложившуюся, но развивающуюся вулканическую структуру в виде малых гипабиссальных интрузий, серий даек и др. Усложнение процесса и очередность в формировании магматических тел происходили с развивавшейся стадией кальдерообразования.

Таким образом, на общем фоне образования вулканитов и их фаций нередко проявляются и более сложные соотношения между вулканитами и гипабиссальными интрузивами.

Вообще, вулканогенные комплексы, включая и вулканогенно-интрузивные, могут иметь различную продолжительность формирования — большую и меньшую, быть растянутыми и сжатыми во времени, с многими периодами покоя и без них и др. Все это зависит от структурно-тектонических глубинных условий на промежуточных и верхних близ-поверхностных и приповерхностных уровнях вулканических очагов. С этим связана и эволюция магм и развитие поствулканических процессов.

При изучении рудоносности вулканогенных формаций и комплексов большое значение имеет оценка длительности их формирования в целом и в отдельности. Этот вопрос занимал и занимает многих исследователей, особенно сейчас, когда разработана и широко применяется абсолютная геохронология геологических объектов. Например, длительность тектономагматических циклов, по В.Е. Хаину, примерно 280—200 млн. лет. Для нас важна продолжительность малых циклов или, по М.А. Фаворской, циклов второго регионального порядка. По нашим данным, она варь-

ирует от 40 для древних палеозойских до 20 млн. лет для мезокайнозойских. Для внутрiformационной цикличности устанавливается порядок длительности циклов, отражающих отдельные этапы формирования магматических, в том числе вулканогенно-интрузивных и вулканогенных комплексов. М.А. Фаворская длительность таких циклов третьего регионального порядка оценивает в 1—2 млн. лет. Однако в пределах таких циклов или, лучше сказать, этапов выделяется несколько фаз проявления магматизма. Например, по данным Р.Г. Иванова, для палеогеновых впадин Восточных Родоп и Фракии только на фоне первой латит-андезит-липаритовой формации выделяется до пяти фаз проявления вулканизма. Интересны представления этого исследователя и его соавторов о том, что питание среднекислых фаз вулканизма происходило из различных очагов.

Такого рода цикличность проявлена и в пределах формации сенонского вулканизма указанного района. Те же авторы выделяют и четвертый тип магматической цикличности, связывая с ней последовательное внедрение даек разного состава. Длительность таких циклов они определяют ориентировочно в сотни тысяч лет, но и в пределах таких циклов допускают образование ассоциации вулканических пород и проявление кратерной дифференциации лав, отвечающей дифференциации глубинных интрузий.

Приведенные построения представляют известный интерес, но содержат много условного. Поэтому их следует сопоставить с исследованиями Д.В. Рундквиста и др. Подобные данные имеются по магматическим формациям и комплексам Малого Кавказа, Казахстана и Средней Азии.

Для нас представляют особый интерес выделяемые М.А. Фаворской и др. IV—VII порядки тектоно-магматических циклов, отвечающих соответственно формационному ряду и сложному вулканогенно-интрузивному или вулканогенному комплексу (IV—V порядок), вулканическому циклу или магматической серии пород (VI порядок) и отдельным магматическим фазам и фациям (VII порядок).

У авторов не получил отражение структурно-тектонический фактор, с которым теснейшим образом сопряжен магматический и, в частности, вулканический. Кроме того, трудно согласиться с отнесением к V и VI порядкам фазы оруденения (термин в настоящее время не употребительный) и возрастного ряда рудных формаций. Такой ряд или рудный комплекс, по Г.С. Лабазину и др., будет соответствовать магматическому или вулканогенному комплексу, а рудная формация — отдельным этапам магматического или вулканического процесса, проявленного элементарной вулканической серией, отвечающей VI порядку.

В предложенной М.А. Фаворской схеме обращает внимание выделение между вулканическими этапами периодов покоя, например, для Ново-Широкинского месторождения в Восточном Забайкалье — 15 млн. лет, для Камчатки — 16 млн. лет и др. Такие и меньшей длительности периоды вулканического, но не тектонического покоя, имели значение для развития поствулканических процессов.

Таким образом, продолжительность формирования вулканогенных комплексов укладывается в 40 — 20 млн. лет, но они могут быть пред-



4/138

ставлены одним или несколькими вулканическими циклами (например, в Восточном Забайкалье, Карамазаре, Малом Кавказе и др.), каждый из которых может быть сложен серией пород с закономерным изменением петрохимического и фациального состава.

Глубинно-вулканические малые интрузии

Изучение вулканогенных формаций и их рудоносности невозможно без выделения субвулканических интрузий, так как наиболее обильная и разнообразная рудоносность связана именно с ними. Однако при общем признании этих образований не все исследователи одинаково понимают и применяют этот термин. Будучи введен Ф.Ю. Левинсон-Лессингом, А.А. Полкановым и др., термин "субвулканические интрузии" понимался вначале как породы эффузивного облика, имеющие состав и текстуры вмещающих вулканитов и интрузивные контакты с вмещающими породами. Позднее к ним стали относить интрузивные породы с порфиоровыми структурами, принадлежащие к вулканогенным комплексам, например гранит-порфиры, диорит-порфириты, сиенит-порфиры и др. Наконец, М.А. Фаворская, И.Н. Сперанская и др. к субвулканическим относят и раскристаллизованные породы гипабиссального облика, сформированные в близповерхностных условиях.

Таким образом, в настоящее время к субвулканическим относятся интрузивные породы, сформированные вблизи поверхности, но находящиеся в одном комплексе с вулканическими образованиями.

В некоторых случаях к субвулканическим относятся многие дайки и порфировые интрузии, слагающие силлы, лакколлиты, пластообразные и трещинные интрузии малых размеров. Малые интрузии и дайки являются промежуточными фациями магматических образований между вулканическими и плутоническими.

Вопрос об отделении субвулканических интрузий от гипабиссальных и особенно плутонических имеет важное значение. Однако решение этого вопроса является довольно сложной задачей. Разделение приповерхностных, близповерхностных и умеренно глубинных уровней образования вулканогенных комплексов и связанной с ними минерализации требует введения дополнительных методов, которые в практике используются недостаточно.

Ф.К. Шипулин, М.Б. Бородаевская, В.С. Коптев-Дворников показали, что понятия малых интрузий и даек по существу собирательные. Малые интрузии обусловлены различными структурными условиями, но, как и дайки, могут быть связаны с плутонами или вулканитами, или с теми и другими.

По нашим наблюдениям, в большинстве случаев малые интрузии и дайки тесно связаны с вулканогенными комплексами и характеризуют относительно глубинные (умеренно глубинные) фации этих комплексов.

Отсюда следует, что такие комплексы или смешанного характера, где сочетаются в пространстве и во времени субвулканические и гипабиссальные образования или проявляются малые интрузивы как самостоятельные автономные образования.

Примеров таких малых интрузий очень много, и они все же остаются изученными недостаточно. Особенно интересны в этом отношении очаговые комплексы с малыми интрузивами, которые часто представляют собой древние вулканические аппараты или целые системы со вскрытыми эрозией корневыми частями (серии даек или штокообразные малые интрузии). Таковы многие колчеданосные, молибденоносные, золотоносные, оловоносные и другие комплексы, например месторождения Южного Урала, Малого Кавказа, Рудного Алтая, Казахстана и Восточной Сибири.

Нельзя относить такие месторождения, как молибденовые Клаймакс, Урад, Гендерсон в США, оловянно-серебряные в Боливии, медные Бьютт в США, к плутононным. Они все связаны с комплексами интрузий, которые имеют признаки вулканогенности: порфировые структуры, флюид-порфировые текстуры и особенно часто проявляющиеся эксплозивные брекчии, флюидалность пород и др.

Рассмотрение этих месторождений с общих позиций их связи с плутонами не раскрывало тех важных в генетическом и практическом отношении закономерностей, которые были выявлены лишь в последние годы.

Итак, малые интрузивы в вулканогенных комплексах являются субвулканическими образованиями, если слагающие их породы комагматичны вулканитам. Например, вольфрамо- и молибденоносные малые интрузивы Западного Забайкалья, золото- и оловоносные интрузии, расположенные цепочкой в Приамурье, малый интрузив в Агуачиле в Мексике, золотоносные интрузивы в районе Фронт-Рендж в США и многие другие.

Каковы же признаки вулканогенной природы малых интрузивов? Кроме пространственной и временной близости с вулканитами и их комагматичности на вулканогенное происхождение указывают проявления реликтов стекла, тесная связь с ним эксплозивных брекчий, а также структур центрального типа — кольцевых, конических, дуговых, радиальных трещин и др. Примером таких структур могут служить месторождения вольфрама Западного Забайкалья, для которых В.А. Невский с достаточным основанием установил связь с вулканизмом, а также А.В. Дружинин для месторождений Давенда, Букука, Белуха и Антонова Гора, хотя в них еще не было обнаружено эксплозивных брекчий.

Интересен пример лакколитов Пятигорья, которые были описаны А.П. Герасимовым в 1928 г., а затем как самостоятельные малые интрузии В.Н. Павлиновым в 1952 г. По новейшим данным, их следует рассматривать не как самостоятельные, а как вулканогенные образования, о чем свидетельствуют состав, форма, структура и минерализация. То же можно сказать и о лакколитах Нахичеванской АССР, описанных Ш.А. Азизбековым в 1968 г., с которыми связаны проявления самородной меди, реальгара и редких металлов.

Таким образом, не исключая малых интрузий как самостоятельных образований, мы должны отметить, что во многих случаях они принадлежат к вулканогенным комплексам, хотя признаки этого не всегда очевидны.

Как известно, дайки многими геологами рассматриваются или как самостоятельная геолого-магматическая формация или как малые интрузии самостоятельного типа. Рассматривая соотношение даек с вулканогенным комплексом в целом, необходимо выделять вулканические дайки, сложенные тем же вулканическим материалом, что и вулканисты (лавой, туфом, туфо-, лавобрекчий и др.), и дайки поствулканические: 1) связанные с повторявшимися вулканическими циклами, но в одном и том же вулканогенном комплексе и 2) дайки, отражающие отмирание вулканического процесса.

В последнем случае породы даек еще могут сохранять геохимическое родство с комплексом и пространственную и временную ассоциацию. Такие дайки должны относиться к тому же вулканогенному комплексу или, наоборот, быть автономными и тогда рассматриваться как особая — более поздняя геолого-магматическая формация.

Таким образом, дайки в первой группе и отчасти во второй являются вулканогенными, дайки поствулканические могут быть или не быть вулканогенными, что требует специальных исследований. Поэтому изучение даек — задача, требующая прежде всего детальных полевых, а затем камеральных (петрографических и петрохимических) исследований. Рассмотрение всех даек с позиций схемы их дорудности или послерудности приводит к крупным ошибкам не только общего плана, но и при изучении рудоносности вулканогенных формаций отдельных районов и месторождений. Такие ошибки были допущены и допускаются до сих пор в Южном Казахстане, Карамазаре, на Малом Кавказе, в Приморье и многих других районах. Их можно избежать не только при тщательных полевых исследованиях, но и путем применения методов определений абсолютного возраста пород и руд и сопоставления их с данными определений геологического возраста, длительности протекания вулканического процесса, отдельных вулканических циклов, формирования вулканогенных комплексов и отдельных фаз.

Таким образом, геологическое изучение в поле даек, дайковых серий, соотношений с вулканогенными или интрузивными комплексами в пространстве и во времени, структуры залегания и морфологии, дополненное петрографическими и петрохимическими исследованиями имеет очень важное значение. В первом случае дайки являются комагматами вулканогенного комплекса определенной фазы вулканизма при его формировании и отдельной его фазией, во втором — обособлены более поздними образованиями или завершающими формирование комплекса в целом и находящимися в генетической и геохимической связи, в третьем — оторваны от них во времени с утратой такой связи. В последнем случае дайки могут быть составляющими интрузивного комплекса или представлять собой особую самостоятельную дайковую формацию.

В сложных многоэтапных вулканогенных комплексах наблюдаются серии даек, связанные с многократным возобновлением вулканической активности одних и тех же очагов (Кафанское, Шамлугское, Алавердское, некоторые Южно-Уральские, Кызыл-Таштыкское и другие месторождения).

Впервые этим вопросом занялись Е.Т. Шаталов и работавшие с ним сотрудники ИГЕМА и ВСЕГЕИ, но сначала изучение велось недостаточно комплексно. Развитие более крупномасштабных металлогенических исследований и методики выделения не только магматических формаций, но и конкретных вулканогенно-интрузивных комплексов привело к новым подходам в изучении рудоносности вулканогенных формаций.

Большой фактический материал по изучению соотношений магматизма, с одной стороны, метасоматоза и оруденения, с другой — убеждает нас в том, что последние являются процессами, сопровождающими и завершающими формирование вулканогенных комплексов.

Исследование многочисленных очаговых структур рудных районов показывает, что они полностью или в подавляющем большинстве приурочены к глубинным зонам разломов, причем к тем их интервалам, которые были относительно проницаемы. Такие участки характеризуются перечислениями этих зон разломами иного направления, их сопряжениями, изгибами и др. Именно они стали путями восходящих тепловых потоков и глубинных магм, отражая положение магматических очагов.

И.Н. Томсон и М.А. Фаворская [10] полагают, что рудные узлы с крупнейшими месторождениями обусловлены пересечением рудоконцентрирующих поясов, например Дальневосточный полиметаллический и Кавалеровский оловорудный районы в Приморье. Подобное же положение занимают на Дальнем Востоке Вознесенский олово- и флюоритоносные районы, оловянно-вольфрамовый Комсомольский, Мало-Хинганский оловорудный, а в Восточном Забайкалье Кличкинско-Дарасунский полиметаллический и другие, связанные с северо-западными и широтными разломами фундамента.

Интересны заключения исследователей о том, что и в Северной Америке рудные районы размещаются в пересечениях широтных рудоконтролирующих поясов с меридиональными и диагональными системами нарушений (районы Батерст, Сулливан, Лост Ривер, Кер-д'Ален и др.). Подобное же положение рудных районов наблюдается и в Южной Америке [10]. Для приатлантической части Европы и Африки И.Н. Томсон и М.А. Фаворская установили сходное положение рудных районов на пересечении разломов, с той разницей, что рудоконцентрирующими являются не широтные, а меридиональные сквозные структуры. Закономерности размещения рудных районов определяются линеamentными разломами. Новый элемент в такой трактовке — ортогональность структур и древнейший характер их заложения. Подобные соотношения рудоконтролирующих структур меньших масштабов отмечались неоднократно и ранее.

Многочисленные рудные узлы и районы в калдерных прогибах и впадинах кольцевой формы до десятков километров в диаметре наблюдаются в Охотско-Чукотском поясе, Восточном Забайкалье, Карамазаре, Казахстане, а также во многих рудных районах Северной и Южной Америки. Выполняющие эти структуры вулканогенные и вулканогенно-интрузивные комплексы составляют с ними одно целое и указывают на

тесную связь структурного развития вулканического магматизма и рудообразования.

Таким образом, размещение участков развития вулканогенных комплексов может служить признаком их возможной продуктивности. Другая важная черта вулканогенных формаций и комплексов, проявленных в рудных районах, — контрастный или резко дифференцированный характер. Чаще всего они базальт-липаритового или базальт-андезит-дацитового состава. Резко дифференцированный состав комплексов от ультраосновного до щелочных наблюдается в карбонатитоносных районах, характерных для платформенных условий. Итак, контрастность и дифференцированность состава вулканогенных формаций и комплексов также важный признак степени рудоносности рудных районов.

Следующий важный вопрос о степени и характере продуктивности рудных районов и узлов связан с полициклическостью и полифазностью проявленного в них вулканического магматизма и многоэтапностью оруденения. Такая многоэтапность, обусловленная характером проявления магматизма, наблюдается в колчеданных районах Урала, Малого Кавказа, Рудного Алтая, Кызыл-Таштыка, в редкометалльных районах Средней Азии и др.

Глава II

ФАЦИИ И ФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

ФАЦИИ ВУЛКАНОГЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ

Фа́ция вулканогенных образований — это совокупность вулканогенных пород с присущими им характерными признаками, определяемыми условиями образования (физико-географическая среда, глубина остывания расплава, положение относительно центров взрывания и т. д.). С некоторыми различиями и оттенками такое понимание фаций вулканогенных пород приведено в работах М.А. Усова, Ю.А. Кузнецова, В.С. Коптева-Дворникова, Е.Б. Яковлевой и др.

Е.Б. Яковлева считает породы вулканических фаций и субфаций одновременными образованиями, относящимися к единому многофазному эффузивному комплексу, характеризующему вулканизм определенного отрезка времени [17].

При выделении фаций вулканогенных пород исследователи учитывают глубину образования и отношение к палеоповерхности. В частности, Е.Б. Яковлева выделяет три главные фации вулканогенных пород: эффузивную, жерловую, субвулканическую и ряд субфаций.

Итак, фации вулканических пород в целом характеризуют вулканогенный комплекс, представленный комагматическими образованиями, который отражает также положение очага или очагов, питавших его вулканическими продуктами.

Г.Ф. Яковлев (1973 г.) рассматривает также гипабиссальные масси-

вы, комагматичные вулканическим породам, часто образующим небольшие интрузивы, как породы, которые при небольшом их распространении входят в состав вулканогенных комплексов. Г.Ф. Яковлев и другие авторы небольшие интрузии относят к малым интрузиям вулканогенного генезиса. Отсюда следует, что такие малые интрузии нельзя смешивать с малыми интрузиями автономного характера в понимании Ю.А. Билибина и Ф.К. Шипулина.

То же, очевидно, относится и к дайкам, которые обычно рассматриваются как малые интрузии, но есть дайки вулканического происхождения, которые существенно отличны от даек самостоятельного значения и жильных асхистовых и диасхистовых пород. Породы даек вулканогенного происхождения часто характеризуются тем же составом и текстурами, что и эффузивы, и нередко являются результатом выполнения магмой трещин отрыва не только снизу вверх, но и сверху вниз. Известно много примеров перехода с глубиной вулканических некков в дайки. Таким образом, кроме трех описанных основных фаций — покровно-эффузивной, жерловой и субвулканической следует выделять также и дайковую.

Что касается субфаций, их можно разделить среди пород покровно-эффузивной фации на лавовую, пирокластическую, игнимбритовую; жерловой — лавовых некков, экструзивных куполов; субвулканической — штокообразную, силловую, лакколитовую и дайковой — собственно дайковую вулканическую и дайковую глубинно-вулканическую.

Субфации глубинно-дайковую и вулканогенных малых интрузий рассматривают как корневые части вулканических систем или комплексов. Есть и другие, еще более дробные систематики фаций вулканогенных образований, например Е.Ф. Малеева, но для прикладных целей они используются мало.

Принимая во внимание различие фаций осадочных и вулканогенных пород, И.В. Лучицкий в 1971 г. предложил для вулканогенных образований термин фации заменить "генетическим типом". Среди них в зависимости от состава и структуры слагающих пород и соотношений с вмещающими породами он выделяет корневые, лавовые, пирокластические и метасоматические. Однако и по этой классификации можно сделать некоторые замечания. Прежде всего, нельзя относить экструзивный тип к корневым зонам вулканических аппаратов или их системам, рассматривать нейки как невулканические образования из-за отсутствия непосредственной связи с вулканитами. То же можно сказать и о субвулканических интрузиях: они проявляются вблизи поверхности и обычно связаны с другими проявлениями вулканизма, хотя, действительно, известны и самостоятельные их проявления, например, на Малом и Большом Кавказе, в Казахстане [17], Боливии и др. Однако признаки и различия, характеризующие субвулканические и гипабиссальные образования, разработаны еще недостаточно. Например, М.А. Фаворская считает, что в некоторых случаях даже раскристаллизованные породы, свойственные типичным гипабиссальным условиям, могут быть на самом деле субвулканическими. Такие же примеры приводит И.Н. Сперанская (1964 г.) для Магадан-

ского края и другие геологи. Этот вопрос важен для понимания проблемы рудоносности вулканогенных формаций в Южном Казахстане, Карамазаре и др.

Эффузивные и пирокластические типы вулканитов или покровные фации имеют важное значение для разделения вулканогенно-осадочных морских и вулканогенных наземных и прогнозирования различных соответствующих рудных образований. Известно, что эффузивы с шаровой или подушечной отдельностью формируются в подводных условиях, с данными породами ассоциируют и определенные рудные формации.

Выделение типов пирокластических пород и среди них лаво- и туфобрекчий, а также лахаров важно не только для исследований в палеовулканических районах, но и для металлогенических выводов: при отсутствии субвулканических образований и даек и необходимых структурных условий эти районы, как правило, малопродуктивны.

Центры вулканических извержений хорошо определяются в тех случаях, когда выявляется горизонтальная зональность в размещении фаций вулканических пород (кратерная, прикратерная, промежуточная и удаленная). Вулканические жерла часто рудоносны.

ФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Фациальный анализ вулканогенных образований имеет важное значение при исследовании вулканогенных комплексов и ассоциирующего с ними оруденения. Если формационный анализ проявлений магматизма — основа для выделения геотектонических и формационно-металлогенических зон при изучении региональной металлогении, то фациальный анализ вулканогенных комплексов — основа металлогении рудных районов. Иначе говоря, здесь мы имеем дело с иным, более высоким порядком мажоритизирующих структур, магматических ассоциаций и рудоносных структур.

Фациальный анализ приобретает все большее значение при изучении рудных полей и месторождений, в частности при выяснении структурных и магматических соотношений геологических, геохимических и термодинамических условий рудообразования.

Прежде всего, фациальный анализ, по Г.Н. Щербе, выявляет "колонну" преобразования земной коры по вертикали. С помощью фациального анализа определяется последовательность фаз проявления магматизма, устанавливают этапы эволюции вулканизма. Последовательность, глубина образования, морфология и соотношения разных фаций объясняют смену структурных условий в пределах определенной территории, занимаемой вулканогенным комплексом в пространстве, и времени его формирования.

Таким образом, фациальный анализ вулканогенных образований отражает новый системный подход к изучению структуры, вулканизма и минерализации, т. е. факторов, определяющих место и время рудообразования в том или ином рудном районе. Только сочетание всех факторов позволяет установить закономерности локализации оруденения и воз-

возможности его прогнозирования, но значения их могут изменяться. Теперь становится понятным, почему одностороннее изучение рудных районов, полей и месторождений, например только со структурных или только с магматических (вулканических) позиций и даже с точки зрения метасоматоза и геохимии, не способствовало достоверному прогнозированию и высокой эффективности научных исследований.

Нельзя также не отметить, что фациальный анализ является как бы продолжением формационного анализа структурно-формационных зон в пределах уже конкретных вулканогенных комплексов.

ОТНОСИТЕЛЬНАЯ ГЛУБИНА ОБРАЗОВАНИЯ РАЗЛИЧНЫХ ФАЦИЙ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД

По относительным глубинам образования различных фаций вулканогенных пород можно выделить следующие зоны: приповерхностную (десятки — первые сотни метров от древней поверхности) — покровные фации и экструзивы; близповерхностную (сотни метров до нее) — жерловая и субвулканическая фации; глубинно-вулканическую (более 1000—1500 м), переходящую к гипабиссальной — глубинно-дайкивая, вулканогенно-интрузивная.

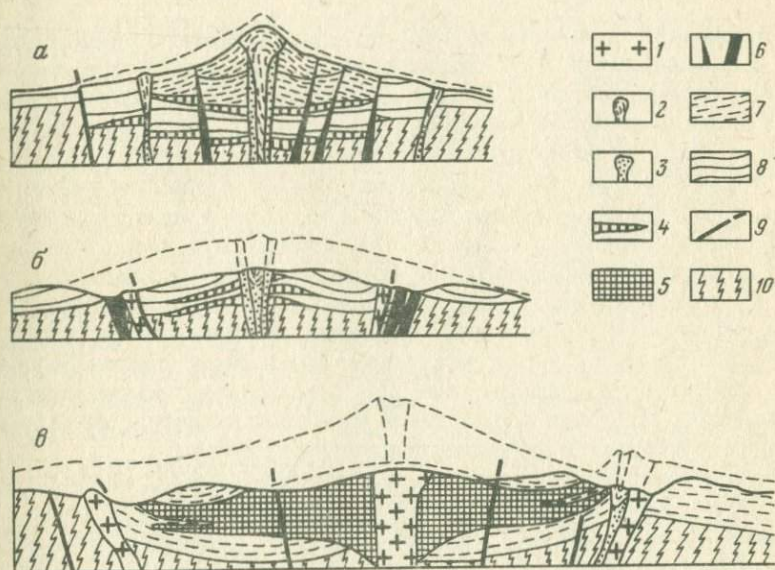


Рис. 2. Схематические разрезы вулканических сооружений с малым (а), средним (б), большим (в) уровнями эрозийного среза. По В.В. Донских.

1 — кольцевые и центральный интрузивы гранитоидов; 2 — экструзивные купола; 3 — жерла; 4 — силлы; 5 — лакколиты; 6 — субвулканические дайки; 7 — вулканические покровы стратовулкана; 8 — вулканические покровы щитового вулкана; 9 — разрывные нарушения; 10 — довулканический фундамент

Каждой из выделенных зон глубинности соответствуют подчиненные им субфашии.

Границы этих зон не бывают резкими и во многих случаях достаточно условны. Однако проявления минерализации в зонах могут быть существенно различными не только по вещественному составу руд, но и отдельным месторождениям или рудным телам.

Таким образом, в пределах вулканогенных толщ и подстилающих их пород фундамента важное значение для образования и проявления тех или иных фашии и рудной минерализации имеют рассмотренные ранее зоны.

Фашии вулканогенных пород в ареальных комплексах очагового типа, в древних вулканических аппаратах, вулcano-плутонах с различным эрозийным срезом показаны на рис. 2. Отсюда следует, что палеорекострукции вулканических систем имеют важное значение не только для вулканогенных формаций в целом, но и для отдельных комплексов и вулканических сооружений. В этом отношении методика палеовулканических реконструкций, разработанная И.В. Лучицким, заслуживает полного признания [29].

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ БРЕКЧИИ, ИХ ТИПЫ

Образование взрывных брекчий — характерный и обычный процесс, сопровождающий вулканизм очагового типа. Их характер, положение, морфология, состав и другие особенности придают отличительные черты всему вулканогенному комплексу. Поэтому они обычно рассматриваются вместе со всеми другими проявлениями вулканизма.

Следует отметить, что взрывной процесс и образующиеся в результате него брекчии изучены недостаточно, что приводит к различным толкованиям наблюдаемых явлений. Установлено, что взрывы происходят в различных обстановках при открытых и закрытых каналах и связаны с глубокими и неглубокими очагами и различными по составу магмами, ранними и поздними проявлениями вулканизма, экструзивными, субвулканическими, глубинно-вулканическими и интрузивными фашиями и др. Несмотря на существующие детальные классификации вулканических пород, типизация взрывных брекчий и терминология не удовлетворяют требованиям, возникающим при их изучении.

После возникновения проблемы рудоносности вулканогенных формаций вопросу взрывов и взрывных брекчий были посвящены специальные исследования А.С. Бобохова [5], Ю.С. Бородаева, Т.Я. Гончаровой, Е.Б. Яковлевой, Г.Ф. Яковлева (1965, 1969, 1974 гг.), П.Ф. Иванкина в 1963, 1965, 1971 гг., П.В. Иншина в 1971 г. и Г.И. Туговика [40], П.Д. Яковлева в 1966 г. и др. П.Ф. Иванкин в 1963 г. обратил внимание на проявление закрытых взрывов, сопровождающих гипабиссальные интрузии, но взрывные явления связывал с "пучками" малых интрузий, основываясь на примерах Рудного Алтая. В его работах не было уде-

лено должного внимания вулканическим процессам, значение которых было показано исследованиями И.В. Дербикова, В.Н. Котляра, В.А. Невского, В.И. Чернова, Г.Н. Щербы, Г.Ф. Яковлева и др.

Г.И. Туговик в своих исследованиях обратил внимание на проявление рудоносности взрывчатых пород, рассмотрел их связи с различным составом магм и дал типизацию взрывчатых сооружений [40]. Эта работа существенно расширила наши знания по взрывчатым брекчиям и особенно закрытым взрывам и трубкам взрыва. Однако в этой работе не были рассмотрены вопросы соотношений вулканических и субвулканических проявлений, соотношений корневых частей вулканических систем и интрузивов, вулканогенных формаций, комплексов, специфической минерализации вулканогенного типа и многие другие. Поэтому работа Г.И. Туговика вместе с развитием представлений по одному, хотя и немаловажному вопросу не коснулась основ вулканогенного рудообразования и ослабила внимание к этой проблеме в целом.

В вопросе значения взрывчатых в рудообразовании прежде всего важно разобраться в типах взрывчатых брекчий, среди которых можно выделить следующие: 1) вынесенные взрывами к поверхности; 2) сопровождающие субвулканические образования: а — некков, б — штокообразных и иной формы субвулканических тел, в — дайкообразных тел, 3) ассоциирующие в кровле с малыми интрузиями, входящими в состав вулканогенных комплексов; 4) выполняющие трещины и пустоты; 5) трубок взрыва.

Значение взрывчатых брекчий в оруденении разных типов различно: брекчии первого типа непродуктивны, или же их продуктивность связана с наложенными на них процессами более поздних этапов трещинообразования, минерализации, метасоматоза и др. Взрывчатые брекчии субвулканического и глубинного типов высокопродуктивны и связанная с ними минерализация по времени почти синхронна, хотя может проявляться в нескольких последовательных этапах. Еще более важно, что такие брекчии, ассоциирующие с проявлениями вулканизма, часто изменяющегося и представленного вулканогенными образованиями разного состава, тоже многоэтапны. Брекчии трубок взрыва и позднейших взрывчатых часто имеют особую специфическую продуктивность. Известны трубки взрыва с магнетитовым, полиметаллическим, медноколчеданным, оловянным, ртутным, редкометальным и другими оруденениями.

Все указанные взрывчатые брекчии связаны с вулканогенными, нередко включающими и породы гипабиссального облика, формациями. Однако встречаются взрывчатые брекчии и трубки взрыва, располагающиеся вне вулканических толщ в терригенных породах.

Такие взрывчатые образования, вероятно, связаны с фреатическими проявлениями, которым иногда свойственны те или иные признаки рудной, но обычно слабой минерализации, например небольшое полиметаллическое месторождение Трусковец на Западной Украине, описанное М.И. Ицксеном в 1938 г., в рудах которого наблюдается самородная сера.

Обломки взрывчатых брекчий представлены в основном вулканами, с которыми они связаны, вмещающими, а также глубинными породами. Цементом служат мелкие обломки и минералы раздробленных боковых пород, вторичные минералы метасоматически-измененных, в некоторых случаях более поздних магматических пород данного комплекса (Итака, Актюз и др.). Взрывчатые образования представляют собой конгломерато-брекчий, где форма некоторых обломков округлая, что объясняется их истиранием о стенки канала или друг друга.

Таким образом, взрывчатые брекчий при сходных условиях их образования (соотношение внутреннего и внешнего давлений) имеют и особенности, определяющие их состав, характер и глубину образования. Особенности, влияющие на степень и характер продуктивности, следующие: 1) приуроченность взрывчатых брекчий к различным магматическим формациям и их металлогеническая специализация; 2) степень дифференцированности магмы, ее газоносность и глубина фокусов возникновения взрывов; 3) структурные условия проявления взрывов; 4) сила взрывов, определяющаяся соотношением внутреннего и внешнего давлений и их многократность; 5) отношение взрывчатых брекчий к палеоперехности, что характеризует открытый, квазиоткрытый или полужакрытый характер взрывов; 6) вязкость пород и общий характер среды; 7) степень и скорость паро- и газовыделения при возникновении взрывов и скорость транспортировки обломочного материала.

Из сказанного следует, что нельзя рассматривать взрывчатые явления изолированно от общего процесса вулканизма и как проявление их только на поверхности. Взрывчатые брекчий—образования субвулканические.

Рудоносные вулканогенные комплексы формируются в результате многофазного поступления магматического материала, каждая фаза порции магмы может сопровождаться взрывчатыми брекчийми. Отдельные взрывы связаны с различными по составу порциями магматического материала, а проявления минерализации не только с конечным этапом, но и с предыдущими, хотя интенсивны наиболее поздние. В настоящее время все чаще встречаются во многих месторождениях рудные обломки в поздних взрывчатыми брекчийми.

Взрывчатые брекчий, как правило, связаны с проявлениями вулканизма на некоторой глубине до корневых частей вулканических систем, включая и приуроченные к ним малые субвулканические и гипабиссальные интрузии.

Брекчий древних вулканических аппаратов наблюдаются во многих палеовулканических районах, где развиты вулканогенные формации кислого, субщелочного и среднего состава. Часто располагаясь по периферии вулканических неггов, они становятся признаком их вулканического происхождения и вместе с их формой могут указывать на глубину эрозийного среза древнего вулканического аппарата, выведенного на современную поверхность. Взрывчатые брекчий в верхних частях аппаратов сопровождают купола, экструзивы, обелиски, а также образуют грибовидные жерла, так называемые "глыбовые вулканы" или бордюр вок-

руг древних вулканических аппаратов, и нередко переходят в покровы вулканических лав и брекчий.

Значение этого типа брекчий в том, что по скоплению крупных глыб судят о положении жерловины, которая может быть заполнена брекчиями целиком. Глубже они могут переходить в типичные эксплозивные брекчи со средней величиной включений.

Такие брекчи часто бывают оруденелыми или отражают уровень расположения рудных проявлений иного, например трещинного или прожилкового типа. Проникновение субвулканических малых интрузий в жерловины обычно сопровождается эксплозивным брекчированием и при благоприятных условиях приводит к образованию разнообразных, часто крупных, гидротермальных месторождений. В количественном отношении такие месторождения преобладают среди вулканогенных формаций, причем они размещаются как в самих жерловинах и выполняющих их эксплозивных брекчиях, так и в других сопровождающих вулканических и невулканических структурах.

Наконец, эксплозивные брекчи корневых частей вулканических аппаратов проявляются значительно слабее, особенно при сообщающихся с поверхностью вулканических каналах. При неглубоком положении периферического очага и проникновении больших магматических масс в корневые зоны вулканических систем возникают условия для образования не только эксплозивных брекчий, но и брекчий обрушения в связи с усадкой интрузивов при их остывании и опустошении верхних магматических камер. Г.И. Туговик указывает на разные способы обрушения в породах и эксплозивных брекчиях [40].

В данном случае эксплозивные брекчи, во-первых, тесно связаны с проявлениями вулканизма и различными вулканическими формациями и фациями; во-вторых, отражают состав и глубинность вулканогенных образований; в-третьих, часто смешиваются при своем формировании с брекчиями иных типов — лавобрекчиями, брекчиями кальдерного обрушения у поверхности, брекчиями глубинно-камерного обрушения в корневых частях вулканических аппаратов и др. Поэтому для выделения эксплозивных сооружений как самостоятельных геологических образований (в качестве основных рудопроизводящих и рудоносных) нет достаточных оснований. Закрытые или относительно закрытые эксплозии субвулканических глубин являются более продуктивными только вместе с теми вулканическими образованиями и структурами, с которыми они тесно связаны.

В своей работе о эксплозивных брекчиях А.С. Бобохов в отличие от Г.И. Туговика рассматривает брекчи кислого состава колчеданных месторождений Южного Урала как магматогенные, тесно связанные с протекавшими процессами вулканизма [5]. Его работа показывает, что параллельно с формированием субвулканических пород кислого состава происходило колчеданное рудообразование. Этот же автор отмечает, что магматогенные брекчи могут иметь эксплозивное автомагматическое, инъекционное и метасоматическое происхождение. Эти брекчи — флюидальные; шаровые породы ассоциируют с массивными порфирами. Поэтому

вулканогенные формации и входящие в их состав эксплозивные брекчии имеют генетическое единство процессов образования.

Такой же взгляд на происхождение эксплозивных брекчий изложили в 1965 г. на примере Блявинского и Комсомольского месторождений Ю.С. Бородаев, Т.Я. Гончарова и др.

Таким образом, при изучении эксплозивных брекчий важное значение имеет решение вопросов, на каком этапе вулканизма они образуются. Устанавливается полная аналогия с составом самих вулканитов: позднейшим эксплозиям, близким по составу и времени образования к кислым или щелочным породам, соответствует более интенсивная минерализация. Наблюдается приуроченность эксплозивных брекчий к различным фациям вулканических образований: наиболее продуктивны эксплозии, встречающиеся в субвулканических интрузиях и некках, а также в глубинно-вулканических образованиях типа малых интрузий и даек.

К этому типу эксплозивных образований относятся брекчии распространенные на Рудном Алтае, образующие так называемые малые интрузии. На характер этих пород очень долго не обращали достаточного внимания, хотя с ними связаны полиметаллические месторождения. Г.Ф. Яковлев и др. рассматривают эти гетерогенные породы не как малые, субвулканические, а как самостоятельные интрузии последовонского времени.

Из сказанного следует, что эксплозивные брекчии — важный признак минерализации вулканогенного характера. Поэтому выяснение их природы имеет немаловажное значение. Оно выражается в установлении этапов минерализации, характера "рудных обособлений", относительной глубины рудообразования и др. Много примеров, когда выяснение природы эксплозивных брекчий позволяет установить не только особенности структуры, но и генетический тип месторождений. Некоторые месторождения в зонах брекчий не были определены как вулканогенные (висмутовое в Средней Азии, полиметаллическое Буурду, молибденовое Сарыгичи и др.) или образованные с участием вулканизма.

ФЛОИД-ПОРФИРОВЫЕ ПОРОДЫ РУДОНОСНЫХ ВУЛКАНОГЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ

Флоид-порфировые породы описаны Е.Б. Яковлевой, Г.Ф. Яковлевым, О.В. Парфеновой, В.И. Черновым, Д.И. Горжевским, П.В. Иншиным, П.Ф. Иванкиным, А.К. Каюповым и др. для Рудного Алтая, хотя они имеют широкое распространение и в других районах [47].

Такие породы Рудного Алтая тесно связаны с базальт-липаритовой формацией и порфировыми субвулканическими интрузиями и являются полихронными. По В.И. Чернову, они наблюдаются в эйфеле-нижнем живете в районе Рулихи. Змеиногорска, затем в верхнем живете — франских образованиях на горах Каменухе, Сильковой, а также в Лениногорском и Заряновском районах, везде приурочиваясь к субвулканическим телам. Последние имеют состав липаритов, трахилипаритов, кварцевых альбитофиров и выражены пластообразными телами в слоистых алевритоглинистых толщах. Одни из них брекчированы, в связи с чем они часто

рассматриваются как автомагматические брекчии, другие имеют флюидально-полосчатое строение.

Флюид-порфиновые породы имеют фельзитовую стекловатую или микропиклитовую основную массу с вкрапленниками кварца, полевых шпатов и окрашенных минералов. У этих порфировых пород, как и у сопровождающих их флюид-порфировых брекчий, нередко наблюдается двухэтапное формирование. Высокая инъекционная способность, присутствие пузыристых разностей и общий метаморфизм пород с замещением основной массы серицитом — все это указывает на высокое содержание в магме летучих компонентов. Г.Ф. Яковлев, М.Г. Хисамутдинов и Ю.И. Демин [46] полагают, что при образовании флюид-порфировых брекчий основное значение имели флюидно-тепловые потоки, состав вулканогенных формаций и позднейшие метаморфические процессы, связанные с глубинным гранитоидным магматизмом.

От взрывных брекчий, близких им по характеру, они отличаются менее выраженной брекчиевидностью, вплоть до образования субмикроскопических гетерогенных пород кислого состава. Вероятно, флюид-порфиновые породы отличаются тем, что они образовались в результате не взрывов, а выдавливания в субвулканических условиях и более высокой способности к истечению в связи с высоким содержанием летучих. Высокое содержание летучих компонентов подтверждается низкой вязкостью расплавов этих кислых пород, которые образуют тонкие инъекции и апофизы, их микрогетерогенностью, указывающей на отсутствие или ограниченность явлений смешения расплава с захваченными им мелкими обломками пород. Такие породы следует рассматривать как субвулканические.

В.И. Чернов и другие авторы выделяют среди эйфельско-франской базальт-липаритовой формации самостоятельный рудно-алтайский флюид-порфировый комплекс пород, с которым связаны гидротермально-метасоматические вулканогенные месторождения (Николаевское, Золотушинское, Покровское и др.). В некоторых месторождениях, например в Стржанском, устанавливается проявление внутрирудных липаритов указанного комплекса. На это указывают факты нахождения обломков этих пород в вышележающих девонских вулканогенных отложениях.

КРИПТОВУЛКАНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

К криптовулканическим А. Ритман и др. относят образования современного вулканизма, представленные поздними по отношению к пароксизмальным проявлениям порциями вулканических продуктов, формирующих так называемые "малые формы". Они представлены трубками взрыва, небольшими скоплениями взрывных брекчий и др., состав которых в общем соответствует составу позднейших магматических фаз. Е.Б. Яковлева, Г.Ф. Яковлев, Г.И. Туговик и другие выделяют и относят сюда автомагматические брекчии и флюид-порфиновые тела, образующиеся на поздних стадиях вулканизма при обильных выделениях вулканических газов.

Б.И. Берман для криптовулканических образований выделяет следующие характерные черты: 1) унаследованность региональных и локальных

вулканических структур; 2) проявление процесса флюидизации как основного механизма образования криптовулканических пород, о чем свидетельствуют брекчиевые, вихревые, псевдослоистые текстуры пород, явления дезинтеграции и диспергирования пород и др.; 3) сложные соотношения криптовулканических образований с боковыми породами, выражающиеся в тонких инъекциях в них и слагающих их минералов, вплоть до проявлений магматического замещения в понимании Г.Л. Поспелова и Д.С. Коржинского; 4) образование криптовулканических купольных структур; 5) проявление термореооморфизма и в связи с этим оплавление пород, остеклование, туфизация и др., образование вторичных структур — фельзитовой, гранофировой, аплитовой и др. [3].

Несмотря на некоторую условность приведенных и других признаков криптовулканических образований, последние, несомненно, имеют широкое распространение и важное значение в познании металлогении.

С криптовулканической деятельностью связано образование вулканогенно-осадочных пород, ассоциирующих с туфоподобными породами, сопровождающими игнимбриты, экструзивы и образующих витрокластические и литокластические разности. Такие породы, по Б.И. Берману, формируются в результате магматического замещения осадочных образований, их спекания и преобразования, в связи с процессами флюидизации и реоморфического течения. По мнению автора, такие явления сопровождалась на приповерхностных уровнях вскипанием газонасыщенных лав и пропитыванием осадочных пород низкотемпературными расплавами — растворами с их тонким измельчением. Главный механизм этих процессов — флюидизация, вызванная действием газовых, газовой-флюидных и вообще тепловых потоков. Эти явления сопровождаются не только поздним селективным плавлением пород, но и их интенсивной абразией с инъекцией цемента в обломки, образованием округлых частиц, пустот выщелачивания, переотложения органики, текстур течения вещества и др.

Важное значение имеют не только формы проявления криптовулканизма, но и их масштабность. Уже одно то, что вулканические трубки и диаметры нередко встречаются на больших площадях, говорит о том, что масштабы этих явлений часто бывают значительны.

СООТВЕТСТВИЕ ФАЦИЙ ГЛУБИНОСТИ ВУЛКАНОГЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ И ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Еще С.С. Смирнов установил правило, что фациям глубинности магматических образований отвечают рудные фации. Это правило было распространено В.Н. Когляром на метасоматические и структурно-геологические фации глубинности. Соответствие магматических и рудных фаций особенно отчетливо выражается в вулканогенных комплексах. Среди вулканогенных фаций выделяются покровно-экструзивные, как поверхностные и приповерхностные, затем жерловые и субвулканические, как несколько более глубинные, но также близповерхностные и вулканогенно-интрузивные, отвечающие корневым частям указанных комплексов, т. е. глубинно-вулканическим уровням. Несколько особое положение в разрезах вулканических толщ занимают вулcano-плутоны, глубина фор-

мирования которых должна рассматриваться как значительная и промежуточная между вулканогенными и плутогенными образованиями. С покровно-экструзивными фациями генетически связаны месторождения самородной серы, мышьяка (реальгар и аурипигмент), ртути и сурьмы, серого колчедана и др. С жерловыми и субвулканическими фациями ассоциируют колчеданные, полиметаллические, баритовые и многие другие месторождения. В тесной связи с вулканогенно-интрузивными фациями, включающими субфации трубок взрыва, находятся редкометалльные, медно-порфировые, молибденовые, вольфрамовые и другие месторождения.

Глава III

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ ВУЛКАНОГЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ

ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ СТРУКТУР И ИХ МАСШТАБНОСТЬ

Характеру вулканических структур и их происхождению долгое время придавалось недостаточное значение и теперь в данном вопросе и относящейся к нему терминологии имеется еще много различных толкований. Причины такого положения — сложные сочетания вулканизма с тектоникой, глубинным магматизмом и поверхностными процессами, проявляющимися в разных масштабах. В настоящее время к вулканическим структурам первого порядка относятся вулканические пояса, зоны, мегаблоки и магмовыводящие разломы, второго порядка — вулканические купола, блоки, вулканогенные комплексы, прогибы, кальдеры, очаговые структуры и ареалы, третьего порядка — структуры им подчиненные. Все они проявляются в разных сочетаниях. (рис. 3, 4).

В кратком обзоре главнейших типов вулканогенных формаций было указано, что на их площадях наблюдается огромное число рудных районов и крупных месторождений, размещение которых связано с сопряжениями, пересечениями и разветвлениями проницаемых тектонических зон и зон разломов. В таких поясах сочетание блоковых структур и вулканогенно-интрузивных комплексов определяет основные закономерности размещения рудных районов, связанных с вулканоплутоническими формациями. Образование этих комплексов в разных геотектонических условиях происходит при непрерывном взаимодействии структурно-тектонического и магматического факторов, как двух сторон эндогенного процесса.

БЛОКОВЫЕ И ОЧАГОВЫЕ СТРУКТУРЫ ВУЛКАНОГЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ

Особенность вулканогенных комплексов — приуроченность к блоковым и очаговым структурам. Значение блоковой тектоники описано многими исследователями (И.Н. Томсон, Е.М. Некрасов, В.А. Невский и др.).

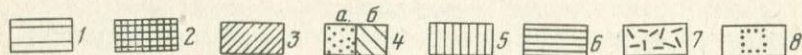
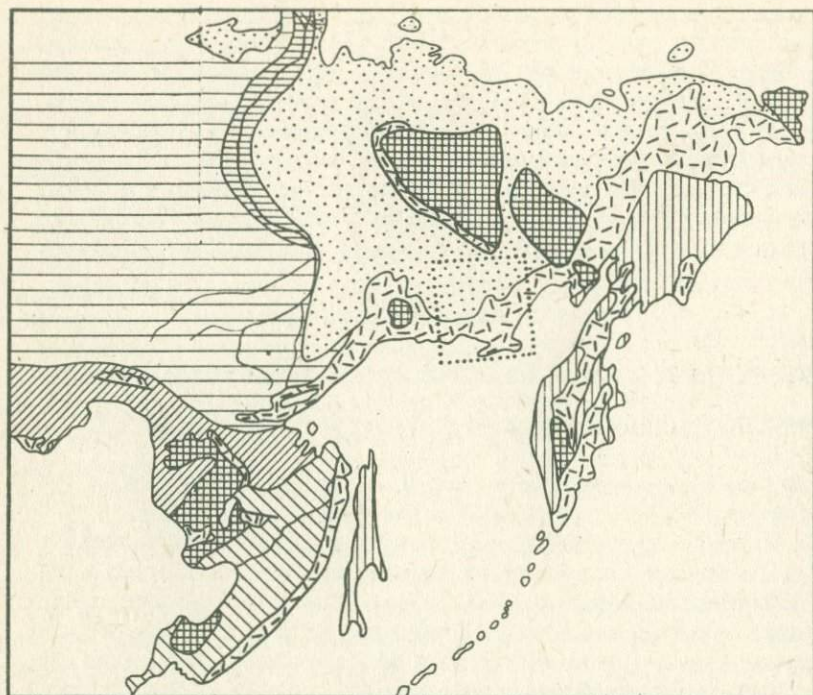


Рис. 3. Схема размещения вулканических поясов на востоке СССР. По В.Т. Матвеевко и Е.А. Радкевич.

1 — Сибирская платформа; 2 — срединные массивы; 3–5 — геосинклинально-складчатые системы: 3 — палеозойская Монголо-Охотская, 4 — мезозойские: а — Яно-Колымская и Чукотская, б — Сихотэ-Алинская, 5 — кайнозойские; 6 — Приверхоянский краевой прогиб; 7 — вулканические пояса; 8 — район Верхнеколымского мегасвода

Блочные структуры обусловлены строением фундамента и многочисленными глубинными разломами, определяющими границы структурно-формационных зон, а также поперечными поднятиями и разломами, которые определены в большинстве крупнейших вулканических поясов и регионов. Такие поперечные разломы уже давно установлены на Малом Кавказе восточнее Дилижана, у Егегнадзора (Даралагез) и Алагеза, на Большом Кавказе у Нальчика, в Приморье (Сихотэ-Алинь) (рис. 5),

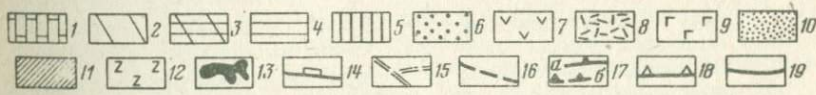
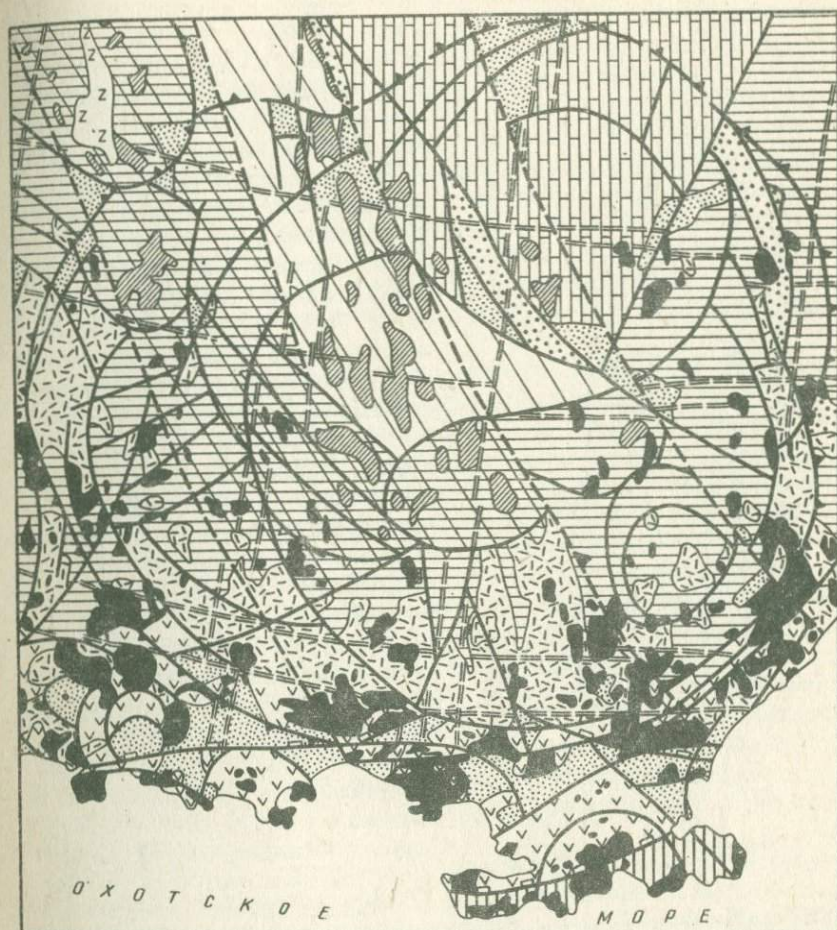


Рис. 4. Схема строения Верхнеколымского мегасвода. По Р.Б. Умитбаеву, А.И. Садовскому, А.А. Сидорову и др.

1-4 - Яно-Колымская складчатая система: 1 - окраинные поднятия, 2 - Иньяли-Дебинский синклиниорий, 3 - Аян-Юряхский антиклиниорий, 4 - районы пологих дислокаций; 5 - Тайуско-Тайгоносская складчатая система; 6 - орогенные впадины; 7-9 - вулканогенные образования Охотско-Чукотского вулканического пояса: 7 - раннего ($J_3 - K_1$), 8 - среднего (K_2), 9 - позднего (P) этапов; 10 - неотектонические впадины; 11-13 - интрузивные массивы: 11 - колымский комплекс ($J_3 - K_1$), 12 - Таринская субвулканическая интрузия (J_3), 13 - охотский и омсукчанский комплексы ($K_1 - K_2$); 14-16 - линейные разрывные нарушения: 14 - стержневые швы палеосейсмофокальной зоны, 15 - сквозные разломы орогенной системы, 16 - магмоконтролирующие разломы мезозоид; 17 - тектонические ограничения Верхнеколымского мегасвода: а - установленные по геолого-геоморфологическим данным, б - неясно выраженные; 18 - граница ядра позднеорогенной гранитизации; 19 - прочие кольцевые и линейные разломы

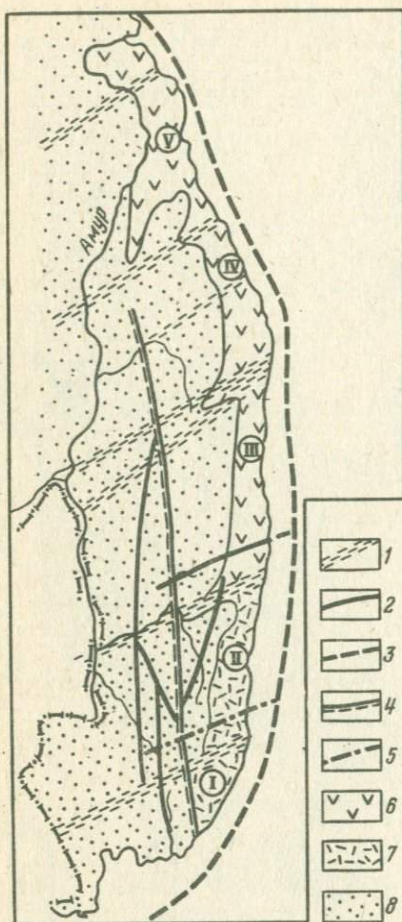


Рис. 5. Схема блокового строения мезозойской складчатой области Сихотэ-Алиня. По Э.П. Изоху, М.А. Фаворской.

1 — широтные зоны разломов; 2 — прочие разломы; 3 — береговой разлом Сихотэ-Алиня; 4 — меридиональный разлом; 5 — Дальнегорский разлом; 6—7 — вулканический пояс: 6 — с породами основного состава, 7 — с породами кислого состава; 8 — мезозойские отложения. Блоки: I — Южно-Приморский, II — Иманский, III — Бикинский, IV — Аюйский, V — Горинский

вятием — опусканием и поднятием — и часто контролируются зонами продольных разломов и их усложнениями.

Второй тип впадин непосредственно связан с проявлением вулканиз-

Аруакано-Перуанском поясе в Талара-Мараньон, Наске, Арика-Элбоу, Потоси-Севаруйо, Конституьсон-Ланарес и др. Поперечные нарушения разбивают на блоки пояс Боливийских Кордильер и многие другие вулканические или вулкано-плутонические пояса.

В пределах таких структур выделяются также блоковые структуры и более высокого порядка с подчиненными им ареальными и другими вулканогенными комплексами как в геосинклинальных, так и орогенных вулканических поясах. Не каждый из таких блоков характеризуется собственным вулканогенным комплексом. В зависимости от тектонического режима и активизации ограничивающих их тектонических разломов одни из них образуют поднятия, другие — опускания. Особенно интересны наложенные впадины областей завершенной складчатости и активизированных платформ. Многие из таких наложенных впадин приурочены к рифтовым структурам и имеют форму грабен-синклиналей. На площадях развития этих структур иногда устанавливаются простые или сложные вулканогенные комплексы (Забайкалье) или рудная минерализация, образующаяся при криповулканических явлениях. В некоторых случаях вулканические комплексы отсутствуют (рифт Красного моря). Другие наложенные впадины — структуры самостоятельного типа, связанные с тектоническими узлами фундамента или компенсационными прогибами. Такие депрессии нередко характеризуются более сложным двухэтапным раз-

ма и формированием вулканогенных и вулканогенно-интрузивных комплексов — вулканические депрессии, кальдеры. Они бывают разных размеров — до многих десятков километров и тоже контролируются крупными, нередко глубинными линейного типа, а также кольцевыми разломами, часто многоступенчатыми. Впадины выполнены или одними вулканиками, состав которых изменяется от основных к кислым и щелочным, или вулканиками, чередующимися с терригенными осадками, или преимущественно терригенными породами с небольшим участием вулканитов, или терригенно-вулканогенными породами, прорванными в ядре интрузивами, часто крупными, основных, щелочных или кислых пород. В последнем случае, по Г. Клоосу, структуры выделяются как вулcano-плутонны. При этом в данных комплексах главную роль играют не только вулканические фации, но и плутон.

Формирование рудоносных вулканогенных комплексов связано с теми частями разломов, которые обуславливают глыбово-сводовые и блоковые структуры различных зон земной коры — геосинклинальных, орогенных, активизированных, включая все типы вулканических поясов. Проникновение магм из глубинных магматических очагов в верхние зоны земной коры и образование многочисленных промежуточных периферических магматических очагов, сопровождающихся проявлением тепловых потоков, — предпосылка возникновения вулканических процессов. Их достаточно длительное развитие сопровождается интенсивными и многократными движениями других порядков. Однако процесс развития последних гораздо менее длителен, чем при формировании магмоконтролирующих и магмопроводящих разломов. Такие движения земной коры приводят к деформациям совсем иного рода, чем зоны разломов.

Более поздние движения протекают длительное время до полной консолидации верхних периферических очагов и раскрытия глубоких разрывов, служивших путями проникновения основных магм и способствующих образованию даек.

Таким образом, рудоносные вулканогенные комплексы формировались длительно, хотя продолжительность их образования могла быть различной. В частности, позднейшие движения в связи с активизацией разломов и возникновением новых часто приводили к отрыву серий даек и превращению их в самостоятельные пояса.

В пределах крупных блоков выделяются блоки второго и более высоких порядков, вплоть до образования структур типа разбитой тарелки. Такие структуры особенно характерны для орогенных и активизированных зон.

Второй характерный тип структур вулканогенных комплексов — концентрический. Они описаны многими исследователями в Приморье, Казахстане, Забайкалье [20, 21, 26, 32, 41, 48]. Диаметр структур от 20 до сотен километров. Но особенно многочисленны структуры диаметром 2—6 км. Последние часто формировались как структуры второго и более высоких порядков.

По вопросу образования таких крупномасштабных структур высказаны различные точки зрения. Во-первых, они рассматриваются как обус-

ловленные силами магматизма, далее объясняются с позиций известных представлений Е.М. Андерсона, что все же трудно принять для огромных дуговых структур и тем более для таких, которые кольцевыми и коническими разломами не сопровождаются. Наконец, А.И. Петровым выдвинута новая гипотеза о волновой природе деформаций в связи с импульсно-волновой разрядкой глубинной энергии.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ РАЗЛОМЫ, РАСЧЛЕНЯЮЩИЕ СТРУКТУРНЫЕ БЛОКИ

Вулканические аппараты, наземные и подводные, располагаются вдоль тектонических зон, протягивающихся на многие сотни и тысячи километров.

Поэтому возникновение разломов можно считать первой предпосылкой формирования рудоносных вулканогенных комплексов. Глубина заложения зон обуславливает состав и металлогеническую специализацию комплекса. Проникновение магм происходит только в проницаемых участках разломов — сопряжения и перечисления их с другими разрывными нарушениями, а также на участках изгибов.

Развитие разломов происходит в связи с тектоническими движениями, которые определяют характер основной структуры региона и структурно-формационной зоны. При этом для проникновения магм в определенные участки главных разломов должны были возникнуть напряжения растяжения, так как одной силы внедряющейся магмы было бы недостаточно. В участках непроницаемых разломов внедрения магм не происходило.

Можно предполагать, что напряжения растяжения во многих случаях были непостоянными. Смена таких напряжений напряжениями общего сжатия приводила к перерывам в поступлении магм и вулканического материала, а их возобновление — к многофазности и многоэтапности вулканического процесса. До определенного момента (появления фокусированных напряжений в условиях континента) вулканизм не начинался.

Разновидность глубинных вулканоконтролирующих разломов — скрытые разломы фундамента, проявляющиеся в докембрийских породах. По И.Н. Томсону, они резко отличаются от пограничных глубинных разломов, разделяющих структурно-формационные зоны геосинклинально-складчатых областей. Разломы представляют собой линейные зоны пластических деформаций, серий мелких разрывных нарушений, зон трещиноватости, флексур и др. и отличаются от складчатых структур длительностью развития и независимостью ориентировки. Для таких вулканоконтролирующих разломов в некоторых случаях характерны свои фациальные особенности: развитие кремнистовулканогенных пород (Кавалеровский рудный район в Приморье), рифовых известняков, глыбовых брекчий конседиментационных грабенов и др. По зонам разломов часто развиваются наложенные впадины, выполненные породами вулканогенных и терригенных формаций.

И.Н. Томсон, Е.А. Радкевич, Г.М. Лобанова отмечают, что в условиях активизации магматизм проявляется чрезвычайно разнообразно: в виде

гранитных интрузивов, цепочечных и других форм малых интрузивов, дайковых поясов, вулканитов. В некоторых случаях зоны скрытых глубинных разломов разграничивают блоки с проявлениями интрузивного и вулканогенного магматизма. Вообще вулканические пояса отличаются полициклическим характером развития.

В Забайкалье выделяется и другой тип зон разломов, поперечных по отношению к разломам фундамента, которые рассматриваются как рудоконтролирующие; с ними могут быть связаны крупные месторождения. Как пример таких структур, рассматриваемых как поднятия с большим количеством малых интрузий, И.Н. Томсон называет Кличкинско-Дарасунскую, Уктычинско-Уровскую и др.

Эти рудоконтролирующие структуры описаны М.А. Фаворской в СССР (Сихотэ-Алинь), США, Иране, Боливии и др. Отмечено, что такие пояса характеризуются определенной ориентировкой — субширотной в Тихоокеанском поясе и субмеридиональной в Европе и Африке [10].

РАЗВИТИЕ ФОКУСИРОВАННЫХ НАПРЯЖЕНИЙ И ВУЛКАНИЧЕСКИХ СТРУКТУР

Основной момент в проявлении вулканизма — создание условий для возрастания давления в магматическом очаге до такого значения, которое резко превышало бы внешнее. Такое повышение давления в геосинклинальных условиях происходило еще в глубинном первичном очаге и было особенно большим. В периферических очагах, располагавшихся на глубине нескольких километров, внутреннее давление в системе было значительно меньше.

Причинами для повышения давления и возникновения эксплозий, приводящими к образованию вулканических структур, могли быть следующие.

1. Переход воды, участвующей в процессе, из диссоциированного состояния в молекулярное, в соответствии с экспериментальными данными о состоянии воды в расплавах Р. Горансона и Н.И. Хитарова, может создать давление до 10^4 МПа.

2. Накопление летучих компонентов перед эксплозиями, которое может достигать, по данным Е.К. Мархинина, 3—4 мас. %, а для глубинных мантийных магм количество воды и других газовых компонентов 6—8 %.

Расчеты, применяемые для оценки вулканической энергии современных извержений, по И.В. Лучицкому, отражают соответствующие данные и древнего вулканизма. Однако А.А. Бухаров полагает, что тепловая энергия среднепалеозойских вулканов Прибайкалья почти вдвое превышает тепловую энергию, высвободившуюся из одного крупного современного вулкана, количество которой, по В.И. Влодавцу, $0,96 \cdot 10^{35}$ Дж. С. Штейнберг считает, что по диаметру кальдер, прогнозным параметрам и плотности слагающих пород можно определить глубину эксплозий, энергию взрыва, давление в центре взрыва и диаметр разброса выброшенного материала. А.И. Садовский и др. установили соотношения между радиусом воронки и глубиной центра взрыва, его энергию, плотность и проч.

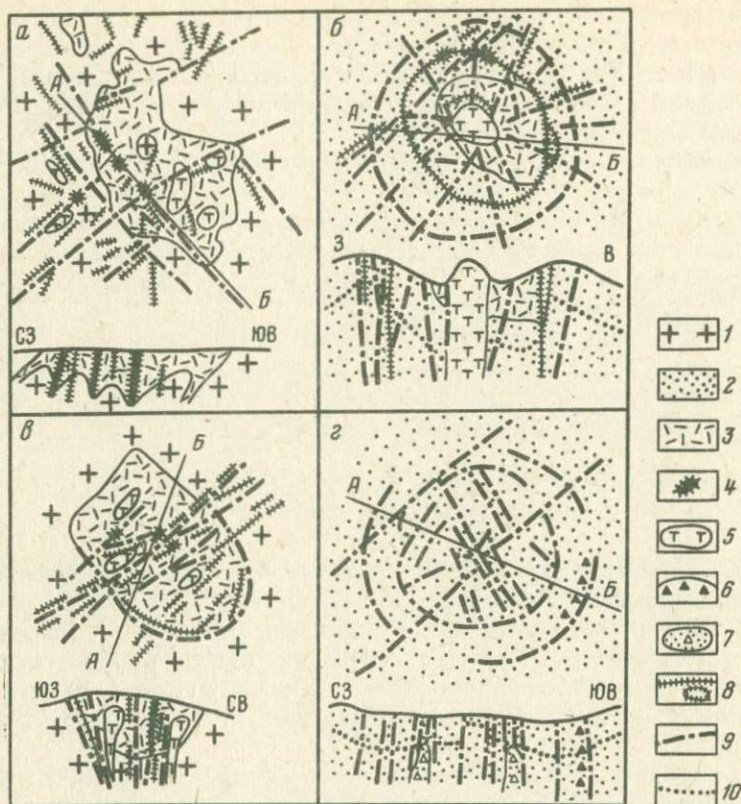


Рис. 6. Структурные типы рудоносных палеовулканических кальдер.

а – эксплозивные кальдеры без кольцевых и радиальных нарушений; *б* – кальдеры с опущенным цилиндрическим блоком (с кольцевыми, коническими и радиальными нарушениями); *в* – кальдеры комбинированного происхождения (эксплозии и опущенный центральный блок); *г* – скрытовулканические структуры.

1 – метаморфические породы; 2 – осадочные и эффузивно-осадочные породы основания кальдеры; 3 – вулканические породы покровной фации; 4 – вулканические жерла; 5 – породы субвулканической фации; 6 – брекчи обрушения; 7 – трубки взрывов; 8 – дайки линейные и кольцевые; 9 – разрывные нарушения; 10 – маркирующие горизонты

ность пород. П.Д. Яковлев, изучавший древние вулканические аппараты, выделяет четыре типа кальдер в зависимости от особенностей геологического строения и способов формирования (рис. 6).

Рассматривая простейший случай одноактного образования структуры рудоносного вулканогенного комплекса, связанной с эксплозивным процессом в вулканическом очаге, можно представить развитие структуры центрального типа в следующей последовательности формирования главных ее элементов: а) образование жерловины в центре взрыва; б) форми-

рование кольцевых разломов; в) появление конических трещин; г) создание вокруг жерла радиальных трещин.

Эти элементы выделяются многими исследователями, в том числе шотландскими (Е. Бейли, К. Клауф, Х. Мауфе и др.), предложившими свои гипотезы образования структур центрального типа. Интересно, что вокруг шотландских "аппинитов" было тщательно закартировано до 10 и более окружающих их кольцевых даек. Возникновение цилиндра с последующим дроблением слагающих его пород, что создавало структуры кольцевые и дробления, составляют другую гипотезу, по Б. Эшеру, которая не может рассматриваться как прототип развития структур второго этапа.

Более широко известна схема образования структур центрального типа Е.М. Андерсона. Он рассчитал образование кольцевых и конических разрывных нарушений математически по методу взрыва-толчка в центре магматической камеры, которую можно принять за вулканический очаг. Но далеко не всегда кольцевые и конические дайки расположены вместе, и, кроме того, кольцевые разломы не везде имеют падение к центру структуры, как это принято Е.М. Андерсоном и на что указывают Д. Рейнольдс и Е.В. Свешникова [46]. Предложены также другие схемы и гипотезы — А.И. Петровым, М. Гарсоном для карбонатитов и П.Ф. Иванкиным о формировании конических пучков малых интрузий центрального и линейного типа.

При дискуссионности предложенных схем общий элемент в них — фокусированный характер возникавших напряжений и развитие кольцевых, конических и радиальных даек как единого магматического комплекса с центральным интрузивом.

Моделью формирования структур центрального типа могут служить структуры современных подземных взрывов, которые приводят к образованию кольцевых уступов, взрывных каналов и кальдероподобных депрессий.

Экспериментальные исследования на основе применения фотоупругих моделей И.В. Лучицкого и П.М. Бондаренко показали, что построения Е.М. Андерсона в общем справедливы, как и представления Б. Эшера, для кольцевых структур диаметром не более 1500 м.

Структуры вулканогенных комплексов ареального типа в основном зависят от характера магмоконтролирующих и магмопроводящих разломов и надочаговых структур. Строение последних определяется путями внедрения и движением магматических масс.

Такие структуры особенно характерны для поздних этапов магматизма, когда происходит внедрение субвулканических интрузий и более поздних даек, образование трубок взрыва и криптовулканических построек.

Размеры ареальных комплексов, по И.Н. Томсону, в общем соответствуют размерам (горизонтальное сечение) питающих магматических очагов. Поэтому о размерах последних можно судить по площадям вулкано-плутонических кальдер, вулканических куполов, субвулканических интрузивов. Однако процессы вулканизма могут протекать при наличии нескольких питающих очагов, в результате синхронной или асинхронной

деятельности которых формируются продукты одного или разного состава. В этом случае мы имеем дело с вулканической системой.

ПОЗДНЕЙШИЕ СТРУКТУРЫ ВУЛКАНОГЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ

Итак, вулканические структуры многообразны, и их формирование протекает длительно и прерывисто в течение всего периода проявления вулканизма и существования питающего вулканического очага или ряда очагов. При их отмирании происходит изменение фокусированных напряжений в системе, усадка как в пределах очагов, превращающихся в интрузивные тела, так и в зонах разломов, расчленяющих "вулканическую колонну" на малые блоки, и самих блоках. Здесь же развиваются напряженные растяжения.

Образующиеся при этом зоны трещиноватости и отдельные разрывные нарушения обычно трассируют ранние разломы, перекрытые или заполненные вулканитами, например, месторождения Оуруро, Потоси в Боливии и др. Зоны трещиноватости и отдельные нарушения развиваются также на сопряжениях ранних разломов, контактах толщ и пород с различными физико-механическими свойствами, в породах разной компетентности. Важное значение имеют трещины отрыва и особенно послойные и межформационные зоны трещиноватости в вулканических и переслаивающихся с ними терригенных породах. Такие породы встречаются в нижних частях вулканических толщ, включая базальные горизонты. Разрывные нарушения и трещинные зоны отличаются малыми амплитудами перемещений и разной ориентировкой. Кроме зон трещиноватости по ранним разломам развиваются также поздние тектонические брекчии. В пределах кальдер и полостей отслаивания наблюдаются брекчии обрушения.

Таким образом, структуры третьего, поствулканического этапа характеризуются большим разнообразием, малыми амплитудами перемещений, но большой длительностью периода формирования структур. Они особенно важны потому, что их развитие предшествует и сопровождает процессы минерализации и обуславливает стадийность.

ГЛУБИНА И ХАРАКТЕР ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОЧАГОВ

Очаги, поставившие вулканические продукты при процессах палеовулканизма, располагались как в глубоких зонах земной коры и верхней мантии, так и в различных слоях коры вплоть до верхнего сиалического слоя. Определения глубин расположения современных вулканических очагов путем сейсмического "просвечивания" и иными геофизическими методами привели С.А. Федотова и А.И. Фарберова, по данным Авачинской группы вулканов, к выводу, что от глубинного магнеобразующего слоя, находящегося на глубинах 20—80 км и более, поднимается вверх зона, обогащенная магматическим веществом, размером до 25 км. Г.С. Горшков для Ключевского вулкана глубину первичного очага определил в 60—80 км. Подобные же цифры приводят Е.А. Любимова, И.С. Фельдман, Ф.Г. Смит, Е.К. Мархинин, Ю.П. Масуренков, Л.А. Комкова и др.

Такие глубины отражают положение первичного очага базальтовой магмы, который предполагается, например, для рудоносных магм эвгеосинклинальных зон. Для вулканических областей орогенных зон первичными могли быть и коровые очаги, глубина которых, по В.В. Белоусову, 15 — 20 км и меньше. Что же касается верхних периферических вулканических очагов, их глубина 3 — 10 км. Эти цифры, основанные на геофизических исследованиях, приводятся для современных вулканических областей, например, Д.С. Штейнбергом и С.Т. Балеста, которые полагают, что кровля очага Авачинского вулкана располагается на 1,5 — 2 км ниже уровня моря. Д. Макдональд для Шотландии, Г. Умбров для Везувия, Е.К. Мархинин и другие исследователи глубину современных вулканических очагов определяют в 4 — 10 км.

По данным о развитии палеовулканогенных комплексов можно предположить, что их глубина и размеры, особенно комплексов центрального типа, так же как и палеокальдер, отражают величину и формы таких периферических очагов, причем величина их может быть меньше. Вместе с тем строение и состав таких комплексов определяют развитие магматических очагов с глубины зарождения до приповерхностных зон их консолидации и отмирания в течение тектоно-магматического цикла. Только так можно объяснить изменение магматизма от основных пород к кислым, а при отмирании очагов от кислых к основным.

По А.П. Виноградову и А.А. Ярошевскому, магматический расплав, образующийся в верхней мантии в результате радиогенного разогревания планеты или иных причин, перемещается вверх (по механизму, аналогичному зонному плавлению). Возникая на глубине, расплавы конвективно неустойчивы, в связи с чем в пределах очага происходит перенос тепла снизу вверх. Таким образом, расплав — концентратор энергии при зарождении глубинного очага и далее переносчик энергии при подъеме расплава и его дифференциации. Вулканические очаги, как отмечает А.А. Ярошевский, место не появления расплава, а остановки его подъема. Верхние периферические очаги являются теми магматическими резервуарами, которые питали палеовулканы. При этом периферические очаги сообщались с глубинным очагом и при своем развитии пополнялись глубинным материалом. На основе схемы Е.К. Мархинина, разработанной на примере Камчатско-Курильской вулканической области, можно выделить пять вариантов эволюции вулканизма.

1. Достижение магмами поверхности в результате трещинных излияний или путем образования центрального вулкана, питаемого непосредственно из глубинного источника. Вариант возможен при возникновении эвгеосинклинальных зон и связанной с ними минерализации.

2. Появление периферического очага вследствие ассимиляции вмещающих пород с извержением пирокластики и лав андезитового состава; кислые дифференциаты имеют подчиненное значение. Вариант вероятен при развитии поздних эвгеосинклиналей.

3. Рост периферического очага, извержение материала более кислой и вязкой взрывчатой магмы с возможным поступлением вначале процесса основной магмы из глубины и ее извержения. Данный вариант возможен в условиях орогенных и активизированных зон.

4. Предельное разрастание периферического очага до образования кольцевых разломов, с обрушением вулканической постройки и формированием кальдеры. Выжимание кислых экструзивных куполов и магм по кольцевому и другим разломам с вероятным поступлением из глубины основных магм и извержением как в докальдерную, так и в послекальдерную стадию.

5. Охлаждение и кристаллизация магмы периферического очага и превращение его в гипабиссальный интрузив. Приведенный вариант характерен для орогенных условий континентального вулканизма, а также для условий магматической активизации.

В дальнейшем полное отмирание периферического очага приводит к появлению напряжений сжатия, образованию разломов, в том числе глубинных магноподводящих, по которым поступает основная магма еще не остывшего глубинного очага. Е.К. Мархинин рассматривает свою схему как последовательные гипотетические стадии эволюции вулкана и периферического очага. Однако развитие магматического очага не всегда сопровождается вулканизмом, поэтому образующийся при его отмирании интрузив не во всех случаях следует рассматривать как субвулканический, тем более, что его размеры и характер пород уже резко отличаются от типичных субвулканических интрузивов, подчиненных вулканическим толщам.

Размеры периферических очагов, несомненно, различны, и о них можно судить по размерам вулканогенных комплексов и палеокальдер. А. Ритман, О.Г. Борисов и В.Н. Борисова приводят ориентировочные цифры их размеров от 50 до 3000 км³ и более, но при особо больших размерах можно предполагать не однократное поднятие магмы из глубины. Периферический очаг часто имеет грибообразную форму диаметром, судя по размерам кальдер, до 10 км, при отношении высоты к диаметру 1 : 5.

Таким образом, в зависимости от геотектонических и структурных условий (зоны разломов) вулканические очаги располагались выше первичных глубинных и на разных, преимущественно на небольших, глубинах от палеоповерхности.

СТРУКТУРЫ РУДОНОСНЫХ ДРЕВНИХ ВУЛКАНОВ И ТРУБОК ВЗРЫВА

Среди гидротермальных месторождений, связанных с вулканогенными формациями и характеризующихся особенностями близповерхностного образования — геологическим строением, составом руд, околорудными изменениями и условиями рудообразования, широко распространены месторождения в древних вулканах. Размещаются они в виде поясов (золото-серебряные месторождения западных штатов США, медные Чили и Перу, богатые серебром полиметаллические Мексики, оловянные Боливии, флюоритовые МНР и др.).

Среди этих месторождений можно выделить следующие три основных типа: 1) в пределах самих вулканических аппаратов и пород, составляющих вулканогенные комплексы; 2) в слоистых породах, подстилающих

вулканогенные толщи, но контролирующихся теми же магмоподводящими зонами разломов; 3) в породах фундамента в пределах магмоподводящих зон разломов и приуроченных к ним субвулканическим интрузивам и дайкам, представляющим лишь корневые части древних вулканов.

Несмотря на разное положение месторождений, глубины их формирования могут мало отличаться в зависимости от мощностей вулканических и подстилающих терригенных толщ и менявшейся глубины эрозийного среза на разных этапах образования комплекса.

Структуры месторождений в древних вулканах развивались в три основных этапа и могут быть усложнены в зависимости от разных условий возникновения рудоносных комплексов и сопровождавших их структур.

1. Формирование сквозных зон региональных разломов, разделяющих крупные блоки пород, в сопряжениях, пересечениях или изгибах которых создавались условия возникновения вулканизма; напряжения были тектоническими линейного типа; разломы пересекают породы фундамента и перекрывающих пород, но залечиваются магматическими продуктами и перекрываются вулканитами.

2. Образование очаговых структур и неразрывно связанных с ними вулканогенных комплексов; напряжения были объемного типа, фокусированные; структуры — центрального типа с вулканическими центрами, кольцевыми, коническими, дуговыми нарушениями и радиальными трещинами, заполнявшимися лаво- и туфобрекчиями и магмами. Формирование комплексов было полициклическим и иногда ритмическим, сопровождалось многократными выбросами, излияниями лав и образованиями последовательных генераций даек и субвулканических интрузивов, изменявших свой состав от основных к кислым. Этот этап сопровождался метасоматическим изменением пород и ранней минерализацией.

3. Развитие послемагматических нарушений, брекчирования и трещиноватости в результате новых подвижек с образованием, во-первых, зон трещиноватости, трассирующих региональные линейные и сопряженные с ними разломы; во-вторых, новых блоковых нарушений, зон брекчирования и трещиноватости, в-третьих, межпластовых срывов на границах разных по механическим свойствам пород, нарушений вдоль контактов нектров, субвулканических интрузивов и даек.

В полициклических вулканах обычно проявляются различные генерации даек и субвулканических интрузивов не только дорудных, но и внутри- и послерудных. В связи с этим развивается многоэтапная минерализация, этапы которой отделены во времени образованием не только структур, но и различных последовательных магматических проявлений.

Гипогенная зональность, характерная для рассматриваемых месторождений, обусловлена геохимическими условиями рудоотложения и развитием структурной зональности. Особенности вулканогенных месторождений определяются и другими геологическими и физико-химическими отличиями их образования, пока мало используемыми для прогнозов скрытого на глубине оруденения.

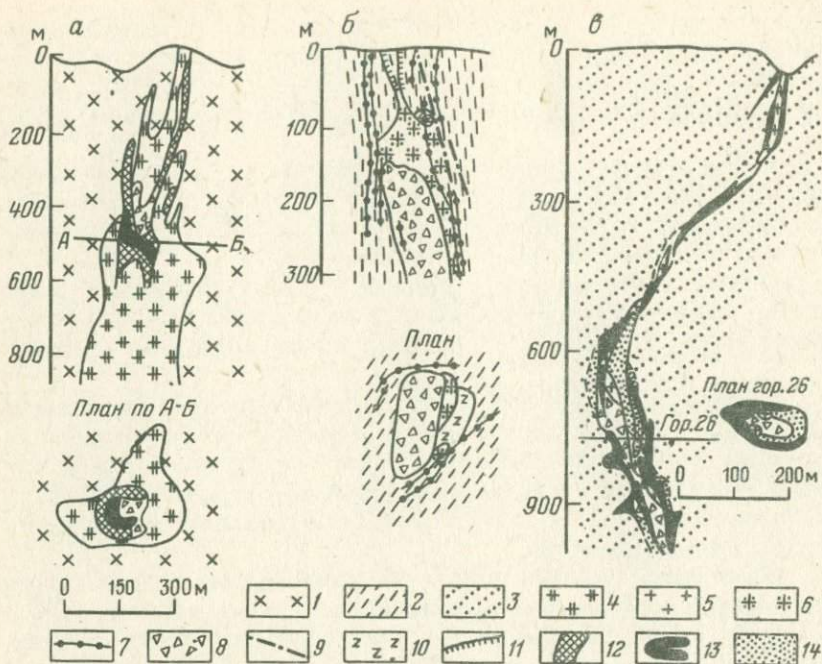


Рис. 7. Схема геологического строения месторождений, приуроченных к трубкам взрывов.

а - Ла-Колорадо, Мексика, по В.Д. Перри; б - Актюз, СССР, по В.А. Невскому; в - Цумеб, Намибия, по Т. Сенте.

1 - диорит; 2 - метаморфические сланцы; 3 - осадочные породы; 4 - кварцевый порфир; 5 - аплитовидная порода; 6 - гранофиры; 7 - дайки порфиров; 8 - брекчи взрывов; 9 - разрывные нарушения; 10 - окварцованные породы; 11 - гидротермально-измененные гранофиры; 12 - стекловатый кварц и вкрапленные руды; 13 - массивные сульфидные руды; 14 - вкрапленные руды

Трубками взрыва называются трубообразные вулканические тела, соединенные с вулканическими системами или изолированные, располагающиеся вне таких систем в породах иного состава. Как правило, такие трубки являются вулканическими каналами малого поперечного размера (до 1 км) и выполнены типичными эксплозивными брекчиями, иногда не связанными с эффузивами и другими вулканитами. В некоторых случаях трубки взрыва ассоциируют с гранитоидными массивами, представляющими собой консолидированные вулканические очаги. Рудные месторождения (рис. 7) располагаются внутри трубок взрыва, около них, а также могут быть комбинированными: внутри трубок и между ними [26, 40].

РУДОНОСНОСТЬ ВУЛКАНОГЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ
И ВУЛКАНОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Уже давно возникла мысль о том, что вулканизм — геологический процесс не только разрушительный, но и созидательный. В результате деятельности современных вулканов выделяется и используется тепловая энергия, образуются и разрабатываются месторождения самородной серы, боратов, пемзы, обсидиана, перлитов, бентонитов. С древним дочетвертичным вулканизмом так или иначе связаны и некоторые рудные месторождения. Однако вопросы о распространении древних вулканов, их связи с различными по структуре участками земной коры, проявлениях рудоносности и способов образования руд долгое время оставались нераскрытыми. Встречающиеся в различных условиях эффузивы и пирокластические породы, слагающие целые толщи, рассматривались только как составляющие вместе с осадочными породами горизонты геологических разрезов. Связанные с ними субвулканические интрузивы, некки, лакколиты, силлы даже после работ Ф.Ю. Левинсон-Лессинга, А.А. Полканова, М.А. Усова и др. различались плохо или рассматривались как самостоятельные образования.

Работы А.Н. Заварицкого, В.И. Смирнова, Г.С. Дзюценидзе, И.В. Луцицкого, В.Н. Котляра, М.А. Фаворской, Г.Н. Щербы и др., особенно за последнее десятилетие, показали широкое распространение рудоносных древних вулканов, сохранивших свою форму или эродированных до корневых частей с кальдерами и без них, наземных и подводных. Многочисленными фактами установлено, что, вопреки сложившемуся мнению геологов, с ними тесно пространственно и во времени связаны разнообразные рудные месторождения. При этом геологические и геотектонические исследования привели к выявлению целых вулканических поясов.

При изучении вулканических поясов, областей тектоно-магматической активизации и эвгеосинклиналей, а также слагающих их вулканогенных формаций и комплексов мы должны прежде всего обращать внимание на соотношения тектоники и магматизма на всех этапах и стадиях их проявления. Фиксация постмагматичности оруденения еще не означает отсутствия сложной связи между магматизмом и, в частности, вулканизмом и рудообразованием.

Во-первых, следует четко представлять, что такое вулканизм, где проводить границу между вулканическим и плутоническим процессами, какая разница между наземными, приповерхностными и близповерхностными вулканитами; во-вторых, и это не менее важно, что такое субвулканические интрузивы и чем они отличаются от гипабиссальных; в-третьих, каковы отличия субвулканических малых интрузивов от самостоятельных малых интрузивов. Есть много и других понятий и терминов, которые еще не имеют однозначных определений, но очень важны для выяснения поставленных вопросов.

ПРОСТРАНСТВЕННОЕ РАЗМЕЩЕНИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЦЕНТРОВ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Вулканогенные формации и приуроченные к ним месторождения широко распространены в земной коре. Они встречаются в отложениях от древнейшего докембрия до современных, в различных типах геотектонических зон — складчатых, платформенных, активизированных и выделяемых в последние годы в качестве самостоятельных геотектонических единиц, в вулканических поясах (М.И. Ицксон, Л.И. Красный, В.Т. Матвеевко, И.Н. Томсон, М.А. Фаворская и др.). Вероятно, наиболее древние рудоносные вулканогенные формации — вулканогенно-кремнистые метабазитовые позднего архея и раннего протерозоя, которым подчинены вулканогенно-осадочные месторождения железистых кварцитов: КМА, Кривого Рога, Верхнего озера в США, Бихара в Индии. С другой формацией, кремнисто-кератофировой по М.С. Точилину, связано происхождение родственных месторождений джеспилитов района Верховцево в УССР.

Докембрийский возраст имеют колчеданосные спилит-кератофировые формации Северного Тянь-Шаня, Карелии в СССР, Канады (Флин-Флон, Норд Стар и др.), Швеции и Финляндии. Это в большинстве своем крупные месторождения вулканогенно-осадочного происхождения. Также к докембрию приурочены риолитовая и риолит-гранитная формации, с которыми связаны некоторые золоторудные месторождения Канады, по видимому, континентального типа. Можно рассматривать как вулканогенные и некоторые медно-цинковые месторождения субвулканического типа андезит-диоритовой формации (Капрес).

Раннепалеозойскими считаются меденосные метаморфизованные спилит-кератофировые формации, значительно распространенные на Северном Урале, Северном Кавказе, подобные формации с полиметаллическим оруденением встречаются в Туве (СССР), Швеции, Норвегии, Австралии и др. На Малом Хингане, Кузнецком Алатау, Восточном Саяне, Алтае широко развиты кремнисто-вулканогенные и диабазовые формации с вулканогенно-осадочными месторождениями железистых и марганцевых руд. Со спилит-кератофировой формацией связаны колчеданно-полиметаллические месторождения Тувы, Салаира, с формацией ультраосновных щелочных пород — редкометалльные карбонатиты.

В среднем и позднем палеозое (до триаса) важное значение имеют колчеданосные неметаморфизованные спилит-кератофировые формации Южного Урала, Северного Кавказа (Худес), Испании (Рио-Тинто) и Португалии. В трапповой формации встречаются магнетитовые месторождения Ангаро-Илима. Порфириновые формации и флюид-порфириновые комплексы с полиметаллическими и медными месторождениями Рудного Алтая относятся к возрасту эйфель-фран.

К мезозою причислены возникшие к киммерийскую эпоху диабазовые и порфириновые формации с многочисленными медноколчеданными месторождениями. Они известны на Малом Кавказе (Кафан, Шамлуг, Алаверди) преимущественно средне-позднеюрского возраста (байос-окс-

форд). В последние годы открыто и разведано колчеданно-полиметаллическое месторождение Филизчай и Азербайджанской ССР в аспидных глинистых сланцах ааленского возраста. Значительно распространены риолитовые формации на востоке и северо-востоке СССР, к которым приурочены оловорудные, вольфрамовые, флюоритовые и другие месторождения. Некоторое значение имеют также риолитовые формации с деревянистым оловом на Малом Хингане, молибденовые и золоторудные месторождения, связанные с трубками взрыва в Восточной Сибири и др. В Хингано-Баджалском вулканическом поясе В.И. Казанский отмечает рудопроявления олова, сурьмы, флюорита, вольфрама и золота. Наиболее важны медно-порфировые и молибденовые месторождения. В Фуцзяньско-Чжецзянском вулканическом поясе (КНР) с мезозойскими осадочными угленосными и порфиоровыми субвулканическими образованиями встречаются месторождения олова, полиметаллов, меди, флюорита. Там же известны карбонатитовые месторождения редких металлов. Широко развиты колчеданосные порфиритовые формации в Турции. Вулканогенные рудоносные формации расположены во многих других странах, причем большинство из них связано с континентальным вулканизмом центрального типа.

Многочисленны и разнообразны рудоносные вулканогенные формации кайнозоя. Общеизвестны золото-серебряные с теллуридами и селенидами месторождения США, Новой Зеландии, Филиппин, Японии. Аналогичный пояс протягивается в северо-восточной части СССР. В эту же эпоху были проявлены месторождения таких рудных формаций, как медно-молибденовая (Перу, западные штаты США), медно-мышьяково-энаргитовая (Малый Кавказ, Чили, США), полиметаллические месторождения, богатые серебром (Мексика), оловянные с серебром, вольфрамом и висмутом (Боливия), флюорит-берtrandитовые и флюорит-фенакит-берtrandитовые (Томас в США, Агуачиле в Мексике), медные в Японии типа "куроко" вулканогенно-осадочного происхождения.

Известны также вулканогенные формации и месторождения неогена и четвертичного времени. Месторождения приурочены преимущественно к липаритовой формации и относятся к апатит-магнетитовой и магнетитовой рудной формациям (Абовянское в Армянской ССР, Лако-Сур в Чили), ртутной (Монте-Амиата в Италии, Сульфур-Бенк в США), мышьяково-реальгаровой (Лечхум и Джульфа в СССР, Кагызман в Турции), самородной серы (Журильские острова, Чили).

К современным вулканогенным образованиям, по-видимому, следует отнести рудопроявления о. Челекен в СССР, Салтан-Си в Южной Калифорнии и Красного моря, а также, по данным Г.С. Дзоценидзе, проявления железного, марганцевого, цинкового, медного, серебряного оруденений.

Из краткого обзора размещения рудоносных вулканогенных формаций и связанных с ними месторождений можно сделать следующие выводы:

1) становление рудоносных формаций происходило периодически в течение всей истории развития земной коры — от архея и до наших дней;

2) они размещаются в различных геотектонических зонах, часто образуют вулканические пояса, приуроченные к зонам региональных разломов и отличаются различной металлогенической специализацией; 3) формации характеризуются вулканоплутоническими, субвулканическими, экструживно-вулканическими или сложными смешанными фациями, а по петрографическому составу представлены спилит-кератофировыми, диабаз-андезитовыми, андезит-дацитовыми, липаритовыми, трахилипаритовыми, более сложными базальт-андезит-дацит-липаритовыми, реже щелочными сиенит-порфиоровыми, фанолитовыми и щелочно-гипербазитовыми породами; 4) проявляются они в отдельных сочленениях тектонических структур вулканических поясов и областей и сопрягаются с интрузивными образованиями, вулканогенные породы формируют вулканогенные комплексы, несущие ту или иную минерализацию; среди них особо важное значение имеют древние вулканические аппараты, субвулканические тела и различные вулканические структуры; 5) вулканогенные месторождения локализируются в пределах вулканогенных формаций и комплексов и вне их, имеют различный генезис: вулканический магматический, эксталяционно-гидротермальный, субвулканический гидротермальный и вулканогенно-осадочный, вулканогенно-гипергенный.

ПРИРОДА И КРИТЕРИИ СВЯЗИ ЭНДОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ С ВУЛКАНОГЕННЫМИ КОМПЛЕКСАМИ

Критерии связи эндогенного оруденения с вулканогенными комплексами выражаются в пространственной их ассоциации, близости во времени, соответствии фаций глубинности и геохимическом родстве. В настоящее время наметились и другие критерии, которые могут эффективно использоваться при изучении рудоносности вулканогенных формаций. К вулканогенным магматическим относятся месторождения магнетитовых руд Лако-Сур в Чили, Абовянское в Армении, Кирунавара в Швеции, некоторые ликвационные медно-никелевые, часть карбонатитовых, апатитовые и алмазные.

Более интересен вопрос о газогидротермальном рудообразовании при вулканизме, а вопрос об отрыве оруденения от вулканитов и субвулканических образований теперь уже решен на основании геологических данных и определений абсолютного возраста. В настоящее время можно уверенно утверждать, что рудная минерализация является логическим завершением формирования рудоносного вулканогенного комплекса. Для отдельных районов установлено проявление полицикличности в образовании рудоносных вулканогенных комплексов, причем некоторые из вулканических поясов сопровождаются развитием своих даек и рудной минерализации. Такие соотношения были установлены для медного и полиметаллического оруденения (Кафан, Кызыл-Таштык), медно-колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений (Южный Урал), золото-серебряных (Северо-Восток СССР), редкометалльных и др.

На уникальном молибденовом месторождении Клаймакс выявлен

четырёхфазный вулканогенный комплекс с тремя этапами минерализации, чередовавшимися с последовательными фазами магматизма [24]. Количество таких примеров можно значительно увеличить для разных по составу руд и типов месторождений, если при этом учесть время формирования "юных" вулканогенных комплексов, то не остается сомнений в парагенетических связях вулканизма и оруденения.

Следующие факты, мало используемые при изучении соотношений оруденения с субвулканическими интрузиями, заключаются в четко выраженной зональности оруденения некоторых месторождений вокруг вулканических очагов и жерловин. Это отмечается для части месторождений карбонатитов, но особенно отчетливо для некоторых золото-полиметаллических. Так, Д.А. Тимофеевский в 1959 г. описал зональность минеральных ассоциаций на Дарасуне. Подобную зональность выявил А.А. Алискеров для Китхойского месторождения на Камчатке, а Р.А. Ермин и В.В. Ярмолюк в Арманской кальдере.

Установление парагенетических связей гидротермальных месторождений с вулканогенными формациями и комплексами, что имеет огромное значение для металлогенического прогнозирования, еще не обуславливает необходимость выделения вулканогенных месторождений. Для этого требуется показать существенные отличия от их плутоногенных месторождений. Металлогенические особенности рассматриваемых месторождений выражаются в их размещении преимущественно в областях тектономагматической активизации как древних платформ, так и закончивших свое развитие складчатых зон, включая срединные массивы и вулканические пояса. Структурно-формационные отличия особенно разительны и определяются, во-первых, тесной связью разломной тектоники и проявлений вулканизма и во-вторых, развитием вулканических структур. Резко различны и фациальные условия в связи с полифациальным характером вулканогенных комплексов, широким проявлением рудоносности не только собственно вулканических и субвулканических, но и вулканогенно-интрузивных комагматических образований. Вулканогенные комплексы представлены не только эффузивами — экструзивами, некками (жерловая фация) и субвулканическими интрузиями, но и часто дайками, силлами, лакколитами, а также гипабиссальными малыми интрузивными телами.

Что же касается минералого-геохимических особенностей руд, вулканогенных формаций и комплексов, то они также очевидны. Еще А.Г. Бетехтин указывал на принципиальные различия близповерхностного рудообразования, а в настоящее время можно с уверенностью говорить о тех рудных ассоциациях и формациях, которые связаны преимущественно или только с вулканическими процессами. Например, такие рудные формации, как золото-серебряная, серно- и медноколчеданные, колчеданно-полиметаллическая алтайского типа, полиметаллическая, богатая серебром мексиканского типа, медно-турмалиновая, оловянно-риолитовая, сульфидно-касситеритовая боливийского типа, стибнит-киноварь-ферберитовая приурочены к вулканогенным образованиям. При этом есть такие минеральные ассоциации, которые определяют не только связь с

вулканическими процессами, но и фациальную обстановку их проявления. Например, развитие сульфосолей (особенно серебра, свинца, меди), самородной меди и мышьяковых соединений типа энаргита, самородного мышьяка и др. не только характеризует, но и определяет приповерхностные вулканические условия. Выделяются некоторые рудные формации, например карбонатитовая, медно-молибденовая (медно-порфировая), магнезио-ферритовая (трапповая) и другие, которые занимают промежуточное положение между вулканогенными и плутоногенными, но располагаются ближе к первым, а главное, определяются особыми геологической, магматической и структурной обстановками их проявления.

Итак, вулканогенными следует считать такие месторождения, которые закономерно связаны с вулканогенными комплексами и представлены характерными только для них рудными формациями или типами месторождений.

МНОГОЭТАПНОСТЬ РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Оруденение вулканогенных формаций, как правило, является эпигенетическим. Поэтому оруденение, пространственно и парагенетически связанное с тем или иным магматическим комплексом (как результат постмагматических процессов), всегда имеет несколько более поздний геологический возраст по отношению к тем магматическим образованиям, за которыми минерализация следует. Поскольку многие вулканогенные комплексы сложные и многофазные, нередко растянутые во времени, для них очень важно выделение этапов минерализации.

В соответствии с определениями А.Г. Бетехтина, А.Д. Генкина, А.М. Филимоновой и Т.Н. Шадлун под этапами минерализации понимают периоды минерализации, разделенные внедрением магматических пород, изменением плана деформации. Но при этом может иметь место пространственное совмещение минерализации различных процессов, например скарнового и гидротермального, грейзенового и гидротермального и др. В пределах этапов выделяются стадии минерализации.

Этапы минерализации выделяются по геологическим соотношениям — по этапам в развитии структуры и последовательным поступлениям магматического материала одного комплекса (фазам магматизма), по рудным обломкам в магматических породах, перекрытию руносных пород жерловой и экструзивной фаций более поздними нерудоносными вулканиками с явлениями местной регенерированной минерализации, по пересечении интрузивами рудных тел с явлениями регенерации в них.

Месторождения с несколькими этапами минерализации встречаются часто (Кафан в Армении, Кызыл-Таштык в Туве, Актюз в Средней Азии и др.).

На многих вулканогенных месторождениях выделяются два-три и более этапов минерализации, часто качественно и количественно совершенно различной. Это важно для выделения продуктивных этапов, увязки их с этапами развития структуры и изучения процессов формирования комплексов в целом и минерализации, а значит, и генезиса. К сожалению, такой подход к изучению месторождений встречается еще редко.

ПРОМЕЖУТОЧНЫЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-ИНФИЛЬТРАЦИОННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ С ПРИЗНАКАМИ ПРОЯВЛЕНИЯ ЭНДОГЕННОГО ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО И ЭКЗОГЕННОГО ПРОЦЕССОВ

Месторождения, образованные сочетанием эндогенного и экзогенного процессов, значительно распространены и определяются как вулканогенно-осадочные. Их выделение достаточно обосновано многими исследователями. Однако речь идет об ином типе оруденения, формирующегося не в подводно-морских, а в континентальных приповерхностных условиях в результате взаимодействия восходящих гидротермальных растворов, связанных с вулканизмом, и вадозных вод зоны катагенеза. При образовании многих вулканогенных месторождений принимали то или иное участие кроме глубинных гидротермальных растворов и метеорные воды, на что указывают данные вулканологии и изотопного состава кислорода воды [16]. При поступлении глубинных растворов в приповерхностные зоны водонасыщенных пород катагенеза условия рудоотложения должны были существенно изменяться. Теперь, когда проблема рудоносности вулканогенных формаций общепризнана и проверена практикой, когда появляются такие понятия, как вулканогенные месторождения и роль в их формировании вадозных подземных вод, становится более понятным и процесс взаимодействия глубинных ювенильных растворов с вадозными в приповерхностных условиях.

Естественно, что между близповерхностными гидротермальными месторождениями, связанными с вулканизмом, и экзогенными месторождениями, образующимися при процессах гипергенеза, нет резкой границы. В отдельных случаях между ними есть постепенные переходы и промежуточные звенья. Среди таких месторождений известны медные, ванадиевые, свинцово-цинковые и др. В настоящее время накапливается материал, устанавливающий, что некоторые месторождения урана плато Колорадо и им подобные, принадлежат не к экзогенным инфильтрационным и гидротермальным, как это считают некоторые американские исследователи, а к месторождениям промежуточного типа. На это указывают данные термометрии, показавшие температуры образования минералов рудных ассоциаций $70 - 40^{\circ}\text{C}$ в том же районе, и данные о развитии в ряде месторождений осветления околорудных пород, которое имеет характер аргиллизации.

Глава V

ТИПЫ ВУЛКАНОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Вулканические месторождения образуются при вулканических извержениях на поверхности или в непосредственной близости от нее. К ним относятся месторождения самородной серы, боратов, исландского шпата, серного колчедана, отчасти ртути, сурьмы, мышьяка (реальгар) и в не-

больших количествах других металлов. А.Н. Заварицкий отмечал, что в эффузивах присутствуют почти все металлы, известные в месторождениях глубинного генезиса.

Г.М. Власов, изучавший месторождения серы, полагает, что есть родственная связь между ними и проявлениями ртути, сурьмы, мышьяка, золота, серебра, меди, медно-молибденовых руд, свинца и цинка. Этот ряд он рассматривает как "пропилитовый", т. е. встречающийся с различными фациями пропилитового изменения вмещающих пород.

Месторождения вулканической серы широко проявлены в Тихоокеанских вулканических поясах и приурочены главным образом к андезитовой формации. По Х. Мукаяме, контаминация андезитовых магм приводит к их высокой газонасыщенности, а, по Г. Судзуки, при этом понижается температура кристаллизации, в связи с чем задерживается соляная кислота и интенсивно выделяется сероводород. Сернистые газы из-за малой растворимости у поверхности выделяются из магмы, а галогенные задерживаются до излияния магм и остывания. В кислых магмах сульфатные процессы развиваются слабо. Для риолитовых, а также океанических базальтовых формаций, по Г.М. Власову, месторождения серы нехарактерны. Возраст большинства месторождений позднеплиоценовый, но, по данным японских геологов, некоторые сероносные вулканы развивались унаследованно на месте миоценовых и даже более древних.

Самородная сера образуется в кислотной среде при интенсивной фильтрации богатых кислородом вод по рыхлым проницаемым породам над водоупорным горизонтом. Г.М. Власов полагает, что отложение серы происходит в результате взаимодействия сероводорода, поднимавшегося по трещинам, с вадозными водами. Если эти воды несли в своем составе железо, заимствованное при сернокислотном разложении, то оно осаждается сероводородом в форме сульфидов железа, что приводит к развитию серноколчеданных залежей.

В. Рудольф считает, что общие запасы вулканической серы больше, чем осадочной. Запасы таких месторождений, как Мацуо, по Х. Мукаяме и др., около 60 млн. т. Общие же запасы самородной серы в Чили оцениваются в 400 млн. т, а всего Тихоокеанского пояса, по Г.М. Власову, до 600 млн. т.

На Курилах в низах месторождений серы Огонсиглы и Четловари наблюдаются и рудопроявления ртути. Отмечается одновременность возникновения самородной серы и серноколчеданных залежей, о чем можно судить по постепенному увеличению в серных залежах серного колчедана. Г. Судзуки отмечает появление глубже также антимонита, киновари, ретальгара и аурипигмента.

Условия для образования серноколчеданных руд, по Г.М. Власову, — проникновение вадозных вод на глубину, экранирование сероводорода плотными породами и отсутствие теплового воздействия магматических масс. Характер метасоматических залежей серы указывает на возможность проявления с глубиной ртутного и золото-серебряного оруденения. Чем интенсивнее было вскипание перегретых гидротермальных растворов, тем вероятнее проявление указанного оруденения и менее вероят-

но колчеданного. Вообще, указанный автор рассматривает серу, а также колчеданный, ртутный и золото-серебряный типы оруденения как пропиловый ряд, связанный общей зональностью.

Падение давления вблизи поверхности, как известно, приводит к интенсивности дегазации. Д.С. Коржинский отводит большую роль в выделении высоко- и среднетемпературных минеральных ассоциаций кипению растворов.

К группе вулканических относятся также месторождения бора, выраженные бороносными соффионами и отложениями фумарол неогенового или четвертичного возраста. Связь их с базальтовой формацией в Калифорнии и Южной Америке считается общепринятой, хотя промышленные месторождения боратов в виде натриевых боратов и кернита относятся к вулканогенно-осадочным. В месторождениях четвертичного возраста в рудах встречаются кальциево-натриевые бораты типа улексита и колеманита, иногда с реальгаром и антимонитом. Источником бора была борная кислота фумарол и сольфатар из расположенных вблизи вулканических аппаратов.

К вулканическим принадлежат также ртутные месторождения Монте-Амиата в Италии, Сульфур-Бенк, Стимбот-Спрингс и др. в США.

К группе вулканических месторождений причисляют месторождения исландского шпата. Как известно, исландский шпат, являющийся крупнокристаллической разновидностью кальцита, представляет собой большую редкость, но еще более редким и ценным считается оптический исландский шпат, лишенный трещин, двойников, включений, т. е. обладающий оптической однородностью. По Е.Я. Киевленко, такой исландский шпат имеет эндогенное гидротермальное происхождение и встречается в связи с цеолитизированными вулканитами основного состава. Это наиболее продуктивный халцедон-цеолит-кальцитовый тип минерализации с исландским шпатом. Месторождения приурочены к крупным разрывным нарушениям. Исландский шпат кристаллизовался из натриево-кальциевых растворов при температуре $50 - 150^{\circ}\text{C}$ и давлениях не выше нескольких мегапаскалей. Растворы ювенильно-вадозные.

СУБВУЛКАНИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Субвулканическими называются вулканогенные месторождения, характеризующиеся пространственной и временной связью с вулканогенными комплексами и обнаруживающие с ними геохимическое и фаціальное родство. Они располагаются в древних вулканических сооружениях или поблизости от них на уровнях выходов субвулканических интрузивов, некков, лакколлитов, силлов или даек. Оруденение локализуется в эксплозивных брекчиях, различных проницаемых породах вулканогенных комплексов, часто на контактах субвулканических тел, во вмещающих или подстилающих эти комплексы породах.

Время образования определяется по данным геологических соотношений и абсолютного возраста. Фаціальная связь устанавливается геологическими или геолого-петрографическими методами, а геохимическая —

при рассмотрении вопроса о комагматичности пород вулканогенного комплекса и рудной массы путем детального изучения их химизма.

Субвулканические месторождения разнообразны по составу, связаны с субвулканическими, жерловыми, дайковыми фациями вулканогенных комплексов, что определяется их близповерхностным положением. Для них характерно развитие эксплозивных брекчий, тектоно-вулканических структур, околорудных изменений боковых пород, как правило, сложный состав руд, их телескопированность и другие особенности.

Такие месторождения выделялись еще М.А. Усовым, Г. Шнейдерхеном и другими исследователями, но в результате недостаточной изученности вулканогенных и рудных формаций и теории рудообразования их представления были еще ограниченными и недооценивались. Поэтому закономерности локализации сводились к общим закономерностям гидротермального рудообразования и не проводили к серьезным результатам при прогнозировании оруденения. Особенности многих рудных районов и месторождений были определены только в последние два десятилетия.

Используя классификацию В. Линдгрена, геологи очень часто затруднялись при классификации месторождений, для которых свойственны проявления средних и низких температур и резкие перепады температур и давлений. Вот почему некоторые месторождения, например золото-серебряные, полиметаллические и др., во многих случаях относились к среднетемпературным месторождениям без расчленения. Особенности образования подобных месторождений привели к необходимости введения в классификацию В. Линдгрена ксенотермальных и лептотермальных месторождений. Однако оно не получило широкого признания.

По данным термометрического анализа, субвулканические месторождения формировались при температурах 100 — 250 °С и давлениях 20 — 30 МПа. Однако, давая рудные концентрации в пределах этих значений, они захватывают и смежные области высокотемпературных условий, определяющихся значительными перепадами температур и давлений и большей скоростью протекания процесса. Этим объясняются случаи возникновения более сложных субвулканических образований, переходящих в глубинно-вулканические или вулканические гидротермальные и даже сольфатарно-фумарольные. Примером первых являются месторождения олова в Боливии, медно-турмалиновое месторождение Кактус в США, полиметаллическое Актюз в Киргизии, Асио в Японии и др. Именно в таких случаях при развитии в рудах высокотемпературных минеральных ассоциаций отмечаются явления телескопирования, характерные для многих вулканогенных субвулканических месторождений.

Примеров вторых также много, но они менее заметны и обычно фиксируются как поздние минеральные стадии, хотя и выражены такими ассоциациями, как сульфатная ангидрит-гипсовая в колчеданных (Кафан, Алаверды) и некоторых медно-порфировых (Алмалык и др.), реальгаркиноварная в некоторых полиметаллических и других месторождениях. Однако нет четких критериев различий наложенных минеральных ассоциаций между собой и ассоциаций, возникающих в процессе регенерации и ремобилизации.

Субвулканические месторождения сопровождаются взрывными брекчиями. Эта особенность привела некоторых геологов к выделению взрывного процесса и связанных с ним месторождений. Но взрывные брекчии тесно связаны с вулканическими породами и лишь в некоторых случаях проявляются обособленно. Как промежуточные образования между вулканогенными порфирами и взрывными брекчиями Г.Ф. Яковлев и Е.Б. Яковлева описали флюид-порфировые комплексы, с которыми образуются полиметаллические месторождения Рудного Алтая.

Более обособлены взрывные брекчии трубок взрыва (месторождения Кактус в США, Актюз в СССР и др.). Обычно взрывные брекчии сопровождают субвулканические образования и особенно некки.

Таким образом, субвулканические месторождения являются самостоятельным типом гидротермального оруденения, комбинируются с вулканическими, глубинно-вулканическими или вулканогенно-осадочными типами оруденения и образуют сложные полигенные месторождения. К типичным субвулканическим месторождениям относятся золото-серебряные, медноколчеданные, флюоритовые, гельбертрандитовые, антимонит-ферберитовые, сульфидно-касситеритовые, реальгар-киноварные и др.

Золото-серебряные месторождения

Наиболее широко золото-серебряные месторождения распространены в Тихоокеанском сегменте Земли, к которому приурочено Великое золотосное кольцо [14]. Эта планетарная структура обеспечивает более 30% добычи золота в зарубежных странах. В Тихоокеанском кольце выделяются Восточно-Азиатская, Северо-Американская, Центрально-Американская и другие рудные провинции, связанные с мезозойскими и кайнозойскими вулканическими поясами теосинклинального развития и этапов тектоно-магматической активизации. Наиболее крупные месторождения находятся в США, Мексике.

Месторождения описываемого типа известны также в Карпатах и других районах Средиземноморского тектонического пояса.

Величина отношения золота к серебру в рудах этих месторождений сильно варьирует — от 10 : 1 до 1 : 500 [27, 28]. Месторождения с высоким (10 : 1 — 1 : 1) отношением золота к серебру характеризуются значительным содержанием теллура, ассоциируют с породами трахибазальтовой и андезит-базальтовой формаций. Золотые месторождения (с золото-серебряным отношением — 1 : 1 — 1 : 20) локализуются в вулканотектонических депрессиях в вулканических поясах андезитовой и андезит-дацитовой формаций. Такие месторождения (с отношением золота к серебру меньше 1 : 20) приурочены к вулкано-купольным поднятиям континентальных вулканических поясов андезит-липаритовой и липаритовой формаций.

В рудных полях и месторождениях, связанных с вулканическими постройками (купола, мульды, грабены, кальдеры), рудные тела тяготеют к субвулканическим массивам, вулканическим аппаратам, телам

эксплозивных брекчий. Морфология рудных тел разнообразна. Они представлены жилами, штокверками, минерализованными зонами, рудными столбами и др.

Минеральный состав руд также разнообразен. Встречаются золото-пиритовые, золото-галенит-сфалеритовые, золото-сульфантимонитовые, золото-аргентитовые, прустит-пираргиритовые и другие руды. Выделяются руды убогосульфидные (до 1 % сульфидов) и малосульфидные (до 10 % сульфидов).

Околорудные изменения выражаются аргиллизацией, алунитизацией, пропилизацией и реже альбитизацией вмещающих пород.

Оловянно-серебряные месторождения Боливии

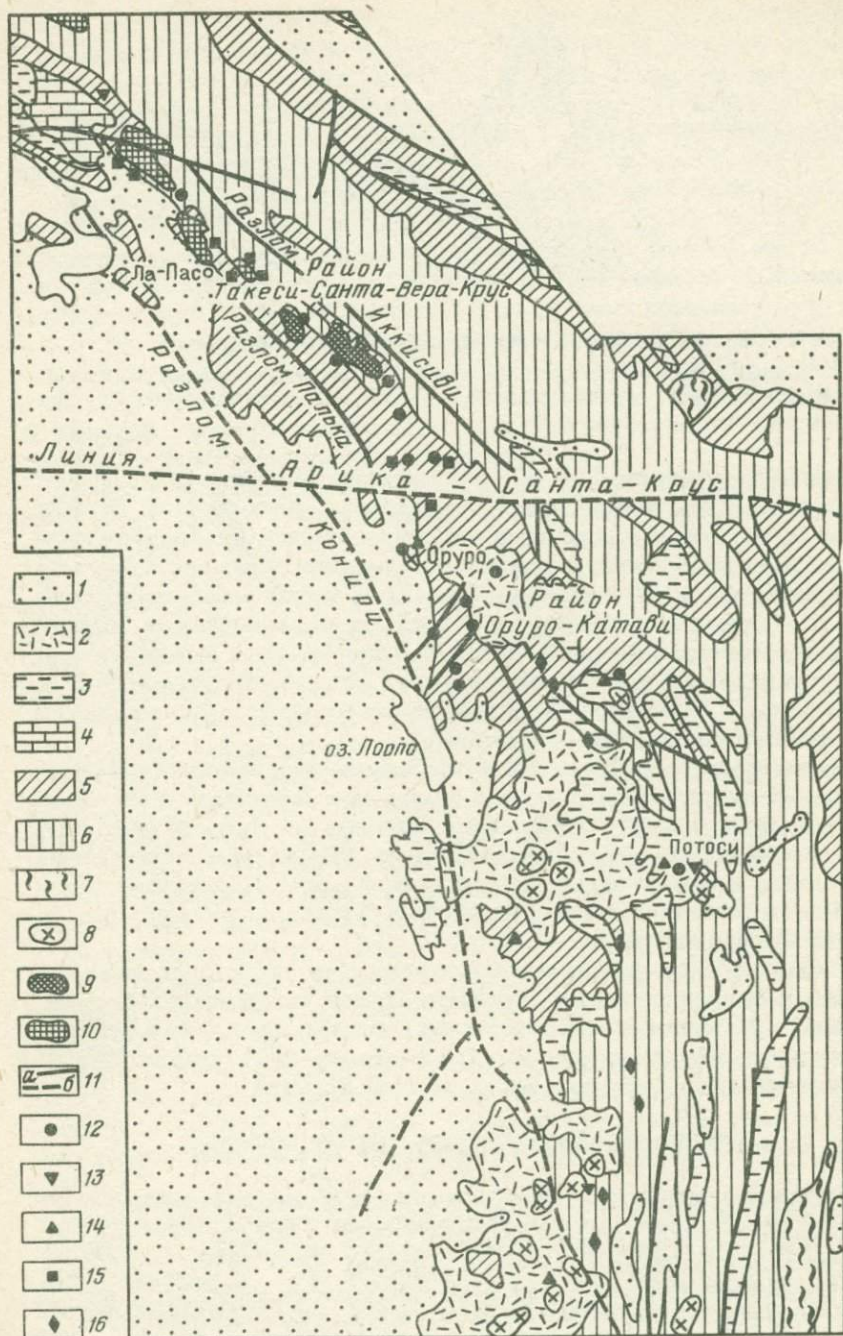
Боливийский оловорудный пояс длиной около 800 км и шириной 80 — 120 км приурочен к кайнозойскому вулканическому поясу, возникшему в результате тектоно-магматической активизации герцинских складчатых сооружений. Магматические образования здесь представлены гранитоидами раннего миоцена, субвулканическими массивами основного — кислого состава и эффузивами кислого состава позднего миоцена — плиоцена (рис. 8). Многоэтапная вольфрам-оловянная, оловянно-серебряная и полиметаллическая минерализация контролируется как продольными, так и поперечными разрывными нарушениями. Оловянно-серебряные месторождения приурочены к субвулканическим массивам латитов, дацитов, андезитов, риолитов позднего миоцена и плиоцена. Рудные тела имеют жильную и штокверковую форму.

Минеральный состав руд сложный, и образование их было многостадийным. Первая стадия кварц-касситерит-пирит-арсенопиритовая. Затем отлагались сульфосоли олова с сульфидами и тетраэдритом (вторая стадия). В третью стадию образовались станнин, тетраэдрит, аргентит, сульфосоли свинца, сульфиды. И к последней стадии относится отложение каолинита, диккита, алунита. Околорудные изменения пород выражены турмалинизацией и окварцеванием, серицитизацией. В интенсивно измененных породах наблюдаются каолинит, диккит, алунит.

Руды месторождений Льяльягуа, Уануни, Морококола в основном оловянные, а месторождений Потоси и Оруро — олово-серебряные. На некоторых месторождениях установлена вертикальная и горизонтальная

Рис. 8. Схематическая геологическая карта Боливийского оловорудного пояса. По В.И. Мурашко и В.И. Мурашко и В.Т. Юдину.

1 — неогеновые и четвертичные отложения; 2 — неогеновые вулканические породы; 3 — меловые красноцветные отложения; 4 — каменноугольно-пермские континентальные и морские отложения; 5-7 — терригенный комплекс герцинид; 5 — силур-девонские морские отложения, 6 — ордовикские морские отложения, 7 — кембрийские морские и континентальные отложения; 8 — позднемиоценовые и плиоценовые субвулканические штоки латитов, дацитов, андезитов, риолитов; 9 — раннемиоценовые интрузивы гранитоидов; 10 — триас-юрские интрузивы гранитоидов; 11 — важнейшие разломы: а — установленные, б — предполагаемые; 12-16 — некоторые важнейшие рудные месторождения: 12 — олова, 13 — свинца и цинка, 14 — серебра, 15 — вольфрама, 16 — сурьмы



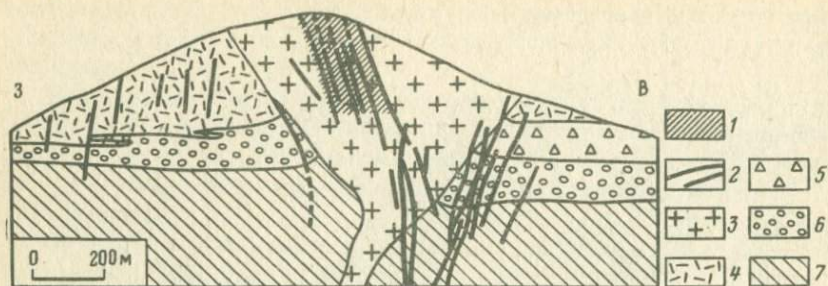


Рис. 9. Схематический разрез месторождения Потоси. По Ф. Тернору.

1 — рудный штокверк; 2 — рудные жилы; 3 — кварцевые порфиры субвулканические; 4 — туфы; 5 — вулканические брекчии; 6 — туфоконгломераты; 7 — сланцы палеозойские

зональность оруденения. Так, на месторождении Льяльягуа руды верхних горизонтов бедны сульфидами, ниже которых располагаются богатые касситеритовые руды, а еще ниже появляется станнин. На месторождении Потоси серебряные руды, приуроченные к верхним горизонтам, содержат тэтраэдрит, андорит и пираргирит (рис. 9). В верхней зоне разрабатывались также руды, обогащенные касситеритом, но последний на большей глубине сменяется станнином, который сопровождается халькопиритом, висмутином, вольфрамитом. Вертикальная зональность, таким образом, проявляется в более высоком положении серебряных руд по отношению к оловянным и касситерита — к станнину.

На месторождении Оруро олово-серебряные руды верхних горизонтов с увеличением глубины переходят в серебряные. Характеризуя оловянно-серебряные месторождения Боливии необходимо отметить еще одну очень важную для них геологическую особенность. На многих месторождениях (Льяльягуа, Морококола, Оруро и др.) широко развиты дорудные дайкообразные и более сложные тела эруптивных брекчий, возникших в результате эксплозивных явлений.

Таким образом, приуроченность месторождений к вулканическим жерлам и субвулканическим массивам, наличие эксплозивных брекчий, сложный (сульфиды, сульфосоли и др.) минеральный состав руд свидетельствуют о близкоповерхностных (субвулканических) условиях формирования оловянно-серебряных месторождений Боливии.

ГЛУБИННО-ВУЛКАНИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Глубинно-вулканические месторождения занимают промежуточное положение между типичными субвулканическими, с одной стороны, и плутоногенными, связанными с гипабиссальными интрузиями, с другой. В связи с этим они располагаются в корневых частях вулканических систем, где проявлены субвулканические образования, или непосредственно переходят в гипабиссальные породы консолидированных вулканических

очагов, или чаще интрузированы малыми и даже значительными гипабиссальными интрузиями (как результат пододвинутых из очага порций гранитоидных или щелочных магм). При продвинувшемся формировании вулканогенного комплекса и развившихся разрывах в его составе иногда образуются дайковые серии дорудные, внутрирудные, послерудные или две, а реже и три вместе.

Несмотря на относительную глубинность характеризуемых месторождений по отношению к вулканогенным месторождениям первых двух типов, они в общем располагаются на более высоких уровнях, чем плутоногенные месторождения и отличаются от них некоторыми важными особенностями. Во первых, в составе их рудоносных комплексов присутствуют, хотя и в резко подчиненном количестве и не всегда, вулканиты; во-вторых, они обычно сопровождаются эксплозивными брекчиями и, в-третьих, рудоносные комплексы обнаруживаются в том или ином виде очаговой структуры центрального типа. Наблюдаются и другие, менее отчетливые черты вулканогенного происхождения.

Проявляясь преимущественно в областях активизации, эти месторождения тесно связаны с субвулканическими малыми интрузивами. Однако эти интрузивы в одних случаях предварялись вулканитами, образующими с ними единые локальные комплексы, в других — они разобщены с полями развития вулканитов и их комагматичность устанавливается в результате детальных петрологических и геохимических исследований. При этом в составе рудоносных комплексов усматривается гомодромная последовательность фаз слагающих их пород с превалирующим участием гранит-порфиров или гранодиорит-порфиров.

По таким общим петрографическим особенностям пород субвулканических и дайковых образований, как большое количество темно-цветных минералов, повышенное содержание щелочных алюмосиликатов, одинаковая концентрация щелочей и присутствие элементов группы железа, В.И. Сотников связывает месторождения с магмами основного состава, очаг которых располагался в пределах границ базальтового и гранитного слоев земной коры и затем разрастался вверх.

Характерной особенностью месторождений является участие в развитии субвулканических комплексов эксплозивных брекчий, которые возникают в результате неоднократных взрывов и образуют тела различной формы [22].

Имея наиболее поздний возраст, они в отдельных случаях пересекаются и даже перемежаются с дайками гранит-порфиров. Эксплозивные брекчии проявляются в контурах рудоносных интрузивов, а также образуют самостоятельные тела (Каджаран, Агарак, Анкаван, Шахтама, Ключи и др.).

Формирование эксплозивных брекчий происходило в результате фокусированного давления газов в головной части внедрявшейся магматической массы. В условиях приближения к палеоповерхности в зоне водонасыщения интенсивная дегазация приводила к вскипанию глубоко проникающих вод и возникновению колонны перегретых газоводных растворов впереди магматических масс, обладавших большой интрузивной си-

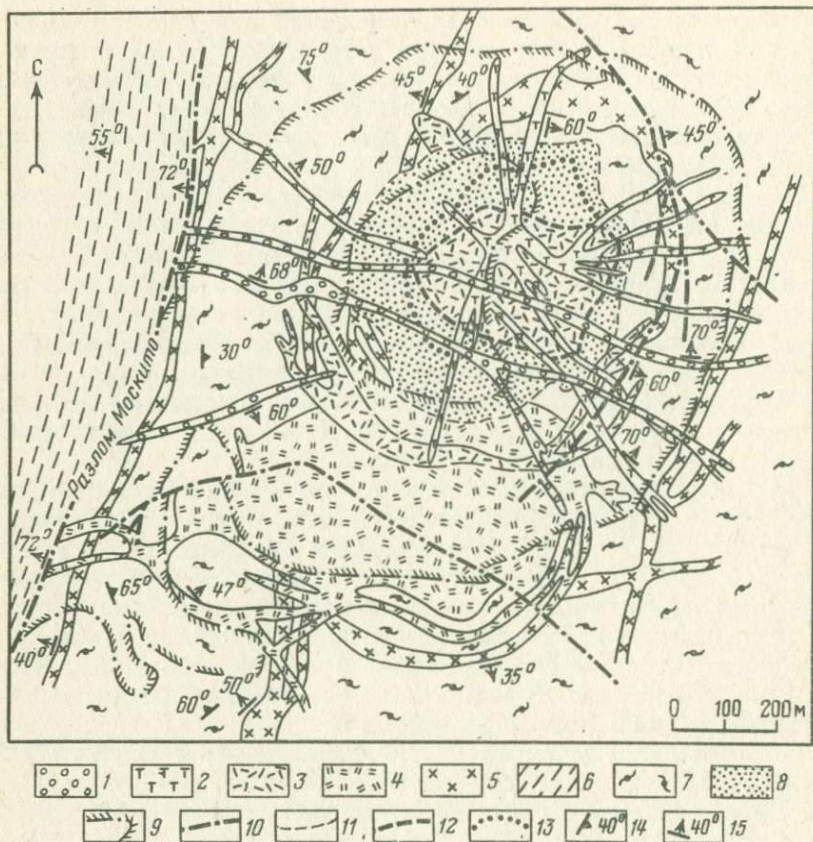


Рис. 10. Схематизированный геологический план горизонта штольни Филиппсон месторождения Клаймакс. По Р.С. Уоллесу и др.

1-5 - породы миоценового магматического комплекса: 1 - поздние дайки ригит-порфиров, 2 - внутрирудные порфировые дайки, 3 - Центральный массив порфировых пород штока Клаймакс, 4 - Юго-Западный массив порфиров штока Клаймакс, 5 - кварцевые монзонит порфиры; 6 - формация Минтерн пенсильванского возраста (P_2), содержащая около 40 % силлов кварцевых монзонитов миоценового возраста; 7 - докембрийские породы - граниты и кристаллические сланцы, нерасчлененные; 8 - сильноокварцованные породы; 9 - контур молибденового оруденения с содержанием 0,2 % молибдена; 10 - разрывные нарушения; 11 - контакты горных пород предполагаемые; 12 - граница сильноокварцованных пород (постепенная); 13 - предполагаемое положение контактов пород в зоне окварцевания; 14 - элементы залегания полосчатости докембрийских пород; 15 - элементы залегания палеозойских пород, даек и разрывных нарушений

лой и развивавших огромное внутреннее давление. Это приводило к многократным взрывам закрытого типа и дроблению пород. На многократность взрывов указывают факты пересечения тел взрывных брекчий штоками и дайками гранит-порфиров.

Пример месторождений этого типа, образованных трехкратным внедрением кислых магм с развитием взрывных брекчий и вольфрам-молибденового оруденения, отражающих этапы рудной минерализации, месторождение Клаймакс в США. Это уникальное месторождение, по А. Локку, связывалось с внутриминерализационным обрушением и обычным гидротермальным процессом. Новые исследования привели к иному толкованию генезиса (рис. 10) этого месторождения [24].

К описываемому типу месторождений относятся также крупнейшие молибденовые месторождения — Урад и Гендерсон, расположенные недалеко от Клаймакса в рудном поясе Колорадо [50].

ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В последние полтора—два десятилетия вулканогенно-осадочные месторождения привлекают все большее внимание советских [7, 13, 30, 34, 35 и др.] и зарубежных геологов — Г. Шнейдерхена, Г. Борхерда, Г. Хардера, К. Офтедаля и др.

На основании имеющихся данных и исходя из классификации Г.С. Дзюценидзе, в настоящее время можно выделить три главные группы вулканогенно-осадочных месторождений (рис. 11), образованных: 1) за счет сноса и отложения вулканических продуктов наземных вулканов; 2) за счет продуктов извержений подводных вулканов как на путях проникновения рудоносных растворов в вулканах, так и в результате отложения рудных веществ на морском дне вблизи центров извержения; 3) на различной глубине морских бассейнов вдали от центров извержения вне непосредственно устанавливаемой связи с ними.

Формирование месторождений в результате сноса вулканических продуктов наземных вулканов показано К.К. Зеленовым. Он установил для Курильских островов, что вынос в Охотское море, например, только р. Желтой ежесуточно 4 т лимонитовой взвеси или 2,7 т железа, а р. Юрьева в сутки 35 т железа и 65 т алюминия. Питание указанных водотоков происходит горячими источниками с температурой первого 20 — 90 °С при pH 3,5 — 4 и второго до 46 °С при pH 1,4. Река Банипутих на о. Ява выносит в сутки растворенного алюминия до 70 т.

При впадении в море таких водотоков воды их вступают во взаимодействие с морской водой с образованием взвесей гидроокислов железа и алюминия и отчасти титана.

В составе железистых взвесей выносятся и накапливаются марганец, ванадий, никель, кобальт, медь и некоторые редкие металлы. Гель гидроокиси алюминия сорбирует и осаждаёт марганец, фосфор, титан, ванадий, молибден, медь, свинец, цинк, серебро и др.

При возникновении рассматриваемых месторождений играют определенную роль главные факторы осадочного рудообразования — рельеф дна, пути переноса, состав продуктов и геохимические условия.

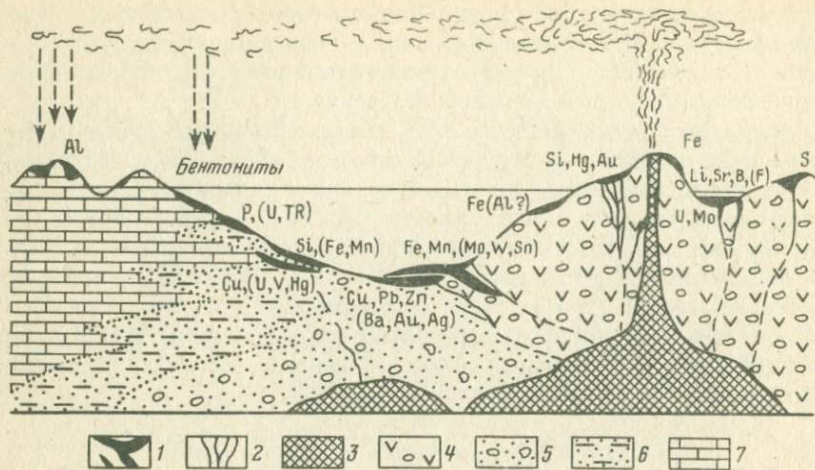


Рис. 11. Схема размещения вулканогенно-осадочных месторождений по отношению к центрам вулканической деятельности. По В.Е. Попову.

1 — преимущественно стратиформные рудные тела; 2 — секущие (жильные и метасоматические) рудные тела ("подводящие каналы"); 3 — магматический очаг; 4 — лавы и грубообломочная пирокластика; 5 — туфы и туффиты; 6 — вулканомиктовые осадочные, в том числе кремнистые, породы; 7 — рифогенные карбонатные породы

Месторождения, образующиеся при подводных извержениях, особенно в прибрежных зонах, часто связаны непосредственно с наземным вулканизмом и отличаются двойственным характером, соединяя проявления эндогенного и экзогенного процессов. В связи с периодическим выводом вулканических аппаратов над водной поверхностью в самих аппаратах могут возникать в соответствующих структурах такие же рудные концентрации, как и при наземном вулканогенном рудообразовании, но главное значение в них имеют собственно осадочные концентрации, сформировавшиеся в результате осаждения продуктов эксплозий на дне водоемов. Таковы некоторые месторождения колчеданных, полиметаллических, баритовых и железо-марганцевых руд. Это — тип вулканогенно-осадочных месторождений, выделенных В.И. Смирновым как комбинированные, которые являются предметом различных толкований и требуют дальнейших исследований.

Третий тип вулканогенно-осадочных месторождений рассматривается как главный по сравнению с двумя предыдущими и имеет свои особенности. Образование этих месторождений происходило при ограниченном участии газовой фазы, хотя Н.М. Страхов допускает проявление эксплозий и в глубоководных условиях. Для формирования месторождений имеют значение рельеф морского дна, течения и неравномерность поступления вулканических продуктов.

Главный признак месторождений — тип осадочных фермаций и присутствие в выделяемых парагенезах вулканических пород. Особенностью

вулканогенно-осадочных месторождений являются их различия в зависимости от времени образования. Это относится к таким месторождениям, как железорудные (оолитовые руды проявляются с палеозоя), медно-колчеданные, золоторудные и др. Удаленные от очагов вулканизма месторождения резко отличаются, во-первых, слабым участием процессов осадочной дифференциации, во-вторых, они формируются не всегда среди вулканитов в области питания, чаще среди других фаций осадочных пород.

Особенность глубинного процесса вулканогенного осадочного рудообразования в том, что выделяющиеся при извержении рудные компоненты образуют коллоиды и взвеси, а малые и редкие элементы сорбируются ими. В ходе коагуляции гели сорбируют и соосаждают такие элементы, как титан, фосфор, марганец, никель, кобальт, ванадий, бром, молибден, медь, свинец, цинк, серебро и др.

СЛОЖНЫЕ ПОЛИГЕННЫЕ КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Колчеданно-полиметаллические месторождения широко распространены в геосинклинально-складчатых областях различных районов мира [8, 16, 38 и др.]. В.И. Смирнов [35, 36] рассматривает эти месторождения как самостоятельный тип.

Месторождения Южного Урала детально изучены М.Б. Бородаевской, А.И. Кривцовым, П.Ф. Сопко, И.Б. Серавкиным и др. На Урале (первичная эвгеосинклиналь) преобладают медно-цинково-колчеданные месторождения [6]. Оруденение локализовано как в породах контрастных, так и непрерывных формациях (рис. 12). В первом случае оно тесно связано с ранними и средними фазами субвулканических комплексов. Поздние субвулканические тела кварцевых порфиров не встречаются или являются послерудными. На этих месторождениях наблюдаются эксталяционно-осадочные руды. В месторождениях, приуроченных к непрерывным формациям, основной объем руды образовался после внедрения субвулканических тел андезит-дацитового и липарит-дацитового составов. В рудах значительная роль принадлежит полиметаллическим минеральным ассоциациям поздних стадий рудного процесса, а эксталяционно-осадочные руды для этих месторождений нехарактерны.

Полиметаллические месторождения Рудного Алтая описаны в работах [9, 11, 37, 45 и др.].

На Рудном Алтае рудоносна контрастная базальт-липаритовая формация [9, 46]. Оруденение приурочено к стратовулканам, кальдерным и межвулканическим депрессиям. Рудовмещающие породы — осадочнотуффовые, субвулканические, экструзивные и жерловые фации. Рудные тела имеют пластообразную и линзовидную форму, согласную с напластованием вмещающих пород, а также форму секущих жил, неправильных тел, штокверков. Колчеданно-барит-полиметаллические руды сформированы в несколько этапов минерализации.

Лениногорское рудное поле наиболее детально изучено Г.Н. Щер-

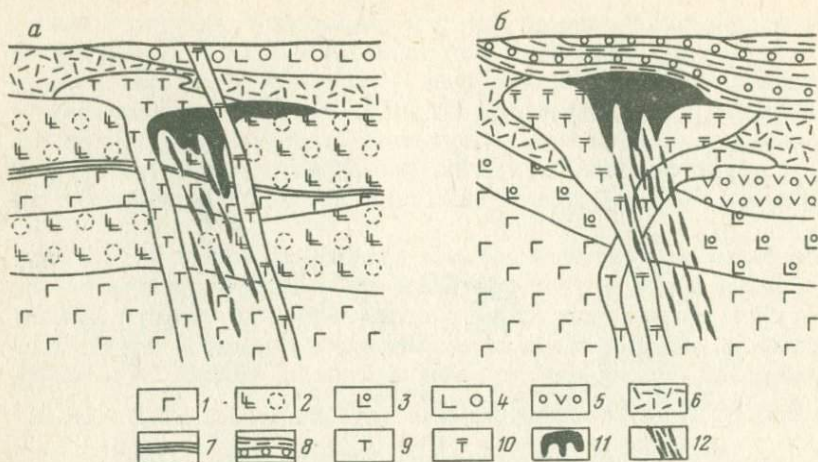


Рис. 12. Схема строения колчеданосных контрастной (а) и непрерывной (б) формаций. По П.Ф. Сошко и И.Б. Серавкину.

1 – диабазы, диабазовые порфириды; 2 – шаровые спилиты, варнолиты; 3 – андезит-базальтовые порфириды и их туфы; 4 – туфы и вулканические брекчии основного и смешанного состава; 5 – андезитовые, андезит-дацитовые порфириды и их туфы; 6 – кислые вулканические породы; 7 – кремнистые туффиты; 8 – вулканогенно-осадочные породы; 9–10 – субвулканические породы кислого состава: 9 – ранние, 10 – поздние; 11 – колчеданные руды; 12 – зоны расщелачивания, дробления и гидротермальных изменений пород

бой, В.И. Старостиным и др. Оно расположено в пологоскладчатых вулканогенно-осадочных породах среднего девона, образующих широтную синклимальную складку в осевой части Синюшинского антиклинория. В пределах рудного поля среднедевонские (эйфельские) вулканогенно-осадочные отложения залегают на метаморфической толще нижнего палеозоя. Отложения эйфельского возраста подразделяются (снизу вверх) на четыре свиты: лениногорскую (туфы и лавы липаритовых и дацитовых порфиров, прослой алевролитов; мощность 300 – 500 м), крюковскую (алевролиты, туффиты, туфы смешанного состава, песчаники, конгломераты, известняки, лавы липарит-дацитовых порфиров; мощность 250 – 500 м), ильинскую (лавы и туфы андезит-базальтовых порфиритов, реже липаритовые порфиры с прослоями туфов, туфопесчаников, известняков; мощность до 400 м); сокольную (алевролиты, лавы липаритов, песчаники, базальты; мощность 400 м), которая завершает разрез девонских отложений.

Отложения нижних трех свит относятся к нижнему ритму, а сокольской – к верхнему. Субвулканическая фация представлена дайками и штоками липаритовых порфиров, синхронных с эффузивами кислого состава лениногорской свиты, дайками и силлами андезит-базальтовых порфиритов, синхронных с эффузивами ильинской свиты. К поздним относятся дайки и силлы андезит-базальтовых порфиритов и диабазов, прорывающих отложения сокольской свиты. Условно к поздним (средне-

позднедевонским) относятся дайки и тела липаритовых порфиров, залегающие среди отложений кряковской и сокольской свит.

С севера и юга описываемое рудное поле ограничено гранитоидными массивами змеиногорского комплекса, жильные отложения которых представлены дайками гранит-порфиров, микрогранитов, гранофилов, липаритовых порфиров, диоритов, габбродиоритов, диабазов и габбродиабазов. В рудном поле встречаются лишь диабазовые дайки северо-восточного простирания, которые пересекают рудные тела и гидротермально-метасоматические породы и, следовательно, являются послерудными.

Лениногорская синклиналь осложнена целым рядом брахиантиклинальных и куполовидных складок и разбита многочисленными разрывными нарушениями, среди которых В.И. Старостин выделяет досреднедевонские, средне-позднедевонские и позднепалеозойские.

Рудные тела по структурно-морфологическим признакам разделяются на пластовые, жильные и купольные. Пластовые залежи сингенетичны (седиментационны) и эпигенетичны. Для первых характерно ритмичное полосчатое строение. В них сульфидные прослои мощностью от нескольких миллиметров до нескольких метров чередуются с прослоями алевролитов мощностью от 1 см до 2 м. Общая мощность рудоносных пачек до 30 м. Эпигенетические пластовые тела гидротермально-метасоматические приурочены к зонам межпластового отслоения и дробления. Обычно рудой замещаются пласты вулканогенно-осадочных пород (туфов), находящиеся под пологими экранами слабопроницаемых пород.

Жильный тип рудных тел широко развит на месторождении и представлен кварц-карбонат-полиметаллическими и кварц-халькопиритовыми рудами. Ориентировка жил самая разнообразная. Куполовидные рудные залежи сложены кварц-баритовыми гидротермальными образованиями. Полиметаллическое вкрапленное оруденение расположено в верхних частях куполов, а в их основании оно становится прожилково-вкрапленным и жильным.

Повсеместно на рудном поле в вертикальном разрезе отчетливо проявлена зональность рудолокализирующих структур. Верхняя зона развития рудных тел, приуроченная к верхней части кряковской свиты, характеризуется широким распространением купольных и пластовых залежей. В каждой зоне развиты в основном жильные руды тела, сложенные полиметаллическими и медно-цинковыми рудами. Последние занимают самый нижний горизонт.

Околорудные изменения вмещающих пород, по данным Н.Н. Курека и В.И. Старостина, выражены хлоритизацией, окварцеванием, серицитизацией и доломитизацией. Хлоритовые метасоматиты ассоциируют с медно-цинковыми рудами, а полиметаллические рудные тела сопровождаются окварцеванием и серицит-доломитовым гидротермальным изменением боковых пород.

Вопросы генезиса вулканогенных месторождений

ОТНОСИТЕЛЬНЫЕ ГЛУБИНЫ ВУЛКАНОГЕННО-ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО
РУДООБРАЗОВАНИЯ

Общая особенность вулканогенных месторождений — формирование в приповерхностной обстановке в условиях квазиоткрытой термодинамической системы. Еще не достигнув по сквозным разломам поверхности, восходящие потоки тепла и газогидротерм прогревали подземные воды, смешивались с ними и, растворив в них такие компоненты, как HCl, H₂S, H₂SO₄, SO₂, CO, CO₂, H₂ и др., сообщали смешанным растворам агрессивные свойства.

Природа рудоносных растворов здесь иная, чем при образовании плутоногенных растворов и месторождений. Доля ювенильной воды по данным вулканологов, в среднем не более 5 %, остальная часть воды метеорная. При этом ювенильная вода поступает из глубины и выделяется из магм периферических очагов и при последующем движении магматических расплавов.

Другая особенность вулканогенного рудообразования — вынос магматических газов. Эксплозивные явления обусловлены ростом в лаве газовых пузырьков, достигающих состояния "плотнейшей упаковки". В целом же в излившейся лаве массовый процент выделяющихся газов около 1 — 2 %, по Д. Ферхугену, С.И. Набоко, Д. Макдональду. По В.В. Иванову, Е.К. Мархинину и др., с парами вулкана Эбеко ежегодно выделяется (в т):

As	n	Cu	$n \cdot 10^{-1}$
S	n	Ag	$n \cdot 10$
Pb	10	Zn	$n \cdot 10^2$
Sb	$n \cdot 10^{-1}$	Ti	$n \cdot 10$
Cd	$n \cdot 10^{-1}$	Ni	$n \cdot 10^{-1}$
Mo	$n \cdot 10^{-2}$	Cr	$n \cdot 10^{-1}$
V	$n \cdot 10^{-2}$	Sr	n

В других вулканах Курильских островов вынос пара на порядок выше. Интенсивное развитие трещин в верхних частях рудоносных комплексов определяет не только структурную, но и геохимическую обстановку рудообразования, обуславливает резкие изменения давления, кислотности — щелочности, окислительного потенциала и др. Динамичность системы, частные изменения этих условий ведут к нарушению равновесий, а значит, к дифференциации растворов, к разделению рудных компонентов и рудоотложению.

Даже одно изменение давления в отдельных случаях ведет к существенным различиям в ходе процесса рудообразования, устанавливая, по Д.С. Коржинскому, уже на глубинах 600 — 1000 м усиленное паровыделение и отложение высоко- и среднетемпературных минеральных ассоциаций.

Условия формирования собственно вулканических месторождений общеизвестны. Это сольфатарное месторождение самородной серы (Хоробецу и Матцуо в Японии, Копиано в Чили), эксгаляционные бора (Сассолин в Лардерелло в Италии), ртути (Монте-Амиата в Италии, Сульфур-Бенк в США) и др.

Образование широко распространенных субвулканических месторождений более сложно. Они представлены разнообразными по составу месторождениями цветных, благородных, редких металлов, имеющими общие специфические черты. Встречаясь с субвулканическими или вулканогенно-интрузивными комплексами, месторождения в отличие от плутоногенных гидротермальных формировались в условиях относительно открытых систем, сообщавшихся по сквозным разломам с палеоповерхностью.

В связи с этим гидротермальный процесс в термодинамическом отношении характеризовался высокими градиентами падения температуры и давления, меньшей глубиной и большей скоростью протекания реакций и рудообразования. Из-за резкого падения давления в континентальных условиях растворы выкипают, что происходит на глубине 600 — 800 м от поверхности. Такие явления, по Д.С. Коржинскому, должны приводить к выпадению высоко и среднетемпературных минеральных ассоциаций и проявлению в рудах телескопирования. Конденсация паров в дальнейшем сопровождается только низкотемпературной гидротермальной минерализацией.

Возможен и иной ход рудообразующего процесса.

Г.А. Шатков, Л.Н. Шаткова и А.В. Гушин, изучая вопросы металлогенической специализации вулканогенных формаций и комплексов, установили, что еще на стадии интрателлурической кристаллизации происходит накопление в остаточном расплаве таких компонентов, как Be, Mo, Cs и др. При этом благоприятно присутствие в расплаве минерализаторов, в частности фтора. Авторы пришли к выводу, что источником рудного вещества могут быть сами вулканы — лавы, игнимбриты, обсидианы и др. Например, в обсидианах ими выявлено в отдельных случаях до 1 % цезия. Исследователями установлена общая закономерность: кристаллизация расплавов в приповерхностных и поверхностных условиях сопровождается дифференцированным выносом рудных элементов, среди которых наиболее подвижны молибден, уран, бериллий, цезий и фтор.

Отмечается также максимальный градиент содержаний указанных элементов между стекловатыми и микрофельзитовыми разностями пород в условиях палеовулканов, что подтверждается многими фактами проявления фельзитизации.

Месторождения глубинно-вулканические авторами и Г.Н. Щербой выделены как гиповулканогенные. Однако выделение этой подгруппы встретило много замечаний. Поэтому нужно подчеркнуть, что эти месторождения, как правило, связаны с более глубокими магматическими очагами и выносом при их раскристаллизации рудных компонентов в область самих вулканических аппаратов. Г.Н. Щерба правильно указывает на промежуточный характер этих месторождений и их сходство с гипабиссальными, особенно когда развивается околорудная березитиза-

ция при наличии взрывчатых брекчий и синхронности рудообразования с вулканизмом.

Таким образом, для вулканогенного рудообразования в соответствии с фашиями вулканогенных комплексов выделяются три фашии глубинности вулканогенных месторождений: приповерхностные вулканические, несколько более глубинные близповерхностные субвулканические и глубинно-вулканические, т. е. образующиеся выше плутонических глубин. Последние в некоторых случаях смыкаются с плутоногенными месторождениями, связанными с интрузивными гипабиссальными образованиями. По-видимому, нельзя не считаться и с объединением в одних и тех же месторождениях или рудных полях вулканических и субвулканических, а также субвулканических и глубинно-вулканических месторождений.

РОЛЬ ГАЗОВ И ВОДЫ В ВУЛКАНИЧЕСКОМ ПРОЦЕССЕ

Проявления вулканизма, приводящие к формированию вулканогенных комплексов, связаны с подъемом магмы по разломам, их газонасыщенностью и развивающимся в связи с этим внутренним давлением. М.А. Хартман, Ван-Беммелен, О.Г. и В.Н. Борисовы выделяют четыре типа извержения магм: 1) бедных газами без взрывов; 2) более богатых газами со взрывами, выделением "палящих туч" и излиянием вязких лав; 3) умеренно обогащенных газами, скапливающимися в верхней части очага и бурно выделяющимися после достижения экстремального состояния внутреннего давления с последующим излиянием вязкой магмы; 4) сильно насыщенных газами.

Следовательно, любые извержения вулканов сопровождаются выбросом огромного количества газообразных продуктов, но их соотношения, последовательность и периодичность выделения зависят от давления и энергии, состава магм, температуры и структурной обстановки.

Давление в очаге, обусловленное переходом воды из диссоциированного в молекулярное состояние, по Н.И. Хитарову, Г.Н. Ковалеву, Ю.Б. Слезкину и др., может достигать 10^4 МПа.

Количество газов, выделяющихся при вулканических извержениях, выражается от многих миллионов до миллиарда кубических метров только за период одного извержения. Если же учесть многократность извержений в течение вулканической эпохи, а также газовыделение в промежутках между периодами извержений, то количество выделяющихся газов будет значительно больше. Е.К. Мархинин на основании расчетов Д. Ферхугена вывел формулу зависимости энергии взрыва E (в Дж), объемом пирокластики V (в см^3) и количеством выделяющихся при взрыве газов x (в мас. %) : $E = 10^8 [\bar{V}x(2x^{0.3} - 1)]$. Однако эта формула, по И.В. Лучицкому, не всегда оправдана. Японские исследователи подсчитали, что при современных извержениях выделяется газов 1,26 – 3,99 %.

В ареальных областях фумарольно-сульфатарной и гидротермальной деятельности выделение газов, несомненно, больше. Таковы, например, огромные гидротермальные системы Камчатки, Йеллоустонского парка в США, Новой Зеландии и др. Однако нельзя согласиться с тем, что рудоносность вообще не связана с вулканизмом. Влияние его в таких районах

очевидно, хотя гидротермы, которые, по Е.Т. Аллену, А.Л. Дею, С.С. Булларду, в районе Сонома (США) имеют эндогенное происхождение, сильно разбавлены вадозными водами. Этот вывод может быть отнесен к районам Соленого озера в Калифорнии (Ниланская система), рифтовой зоне Красного моря и даже к п-ову Челекен, где выявлены проявления рудной минерализации. По-видимому, правильно связывать такие районы с потоками горячего флюида, но последний едва ли не связан с проявлениями вулканизма, как это полагал В.В. Аверьев.

В целом вулканизм — это совокупность процессов, охватывающих зарождение магмы на глубине, ее движение и проявление на поверхности Земли. Поэтому поверхностный вулканизм является индикатором глубинных процессов, определяющих возникновение гидротермальных систем и проявление метасоматизма пород и рудообразования. К таким процессам относится и дегазация магмы, под которой в данном случае понимается длительный процесс отделения летучих компонентов от застывающих расплавов на всем пути их движения к поверхности.

Дегазация магм, по А.А. Кадикю, — причина разделения магматических масс вблизи земной поверхности на несколько периферических очагов. Дегазация количественно и качественно зависит от параметров этих очагов, их взаимосвязей, термодинамических условий нахождения в них дегазирующих магм. Прежде чем охарактеризовать эту зависимость, необходимо отметить установленные динамические закономерности состояния магмы в охлаждающемся приповерхностном очаге.

Расчеты показывают, что свободное течение остывающей магмы (конвекция) — неизбежное явление в магматических телах большой протяженности. В связи с этим в условиях интенсивного теплопереноса, собственного конвектирующему расплаву, именно через верхние части магматического тела может теряться значительная часть тепла, а количество его будет определяться не только объемом массы в данном месте, но и объемом глубинного очага. Достижение насыщенного состояния магматическим расплавом с последующим отделением водно-паровой фазы также наиболее вероятно в верхних частях объема. Локальное кипение магмы будет поддерживаться естественной конвекцией расплава до тех пор, пока вся масса не сбросит такое количество воды, которое снизит ее первоначальную концентрацию до значений, соответствующих условиям насыщения расплава наверху. При этом количество воды, отданное магматическим телом в его верхних частях, будет определяться объемом всей магматической системы, т. е. объемом нескольких периферических очагов, связанных каналами друг с другом. Таким образом, в условиях конвектирующей системы происходит перекачка не только тепла, но и летучих компонентов из глубинных частей очага.

Качественная сторона процесса дегазации очень изменчива во времени, что определяется зависимостью соотношения воды и углекислоты от динамики процессов в магматических очагах. Так, в процессе дегазации из очага значительной вертикальной протяженности (до 10 км) состав флюидов меняется от существенно обогащенных углекислотой до существенно обогащенных водой: происходит разделение H_2O и CO_2 . Характерно увеличение со временем доли H_2O в отделяющемся флюиде при

медленном подъеме из глубины своего зарождения в зону кипения и по мере понижения температуры при кристаллизации магмы в условиях ретроградного кипения. Расчет, проведенный А.А. Кадиком, показывает, что флюид, удаляющийся из магматической камеры, внезапно заполненной расплавом, при поступлении дополнительной порции магмы в камеру из нескольких камер разных уровней, соединенных связующими каналами, должен характеризоваться увеличением со временем доли углекислоты до тех пор, пока не произойдет выравнивание общего состава магматической массы по всему объему системы. Тогда состав флюида станет постоянным, определяемым лишь глубиной расположения кровли очага, т. е. давлением, при котором происходит отделение флюида от расплава, и будет оставаться стабильным до внезапных перемещений магматических масс, дополнительных инъекций расплава в камеру и др.

Таким образом, динамика процессов в магматическом очаге, изменяя состав флюида, по-видимому, должна отражаться и в динамике гидротермальной системы, определяя различную степень концентрации и кислотности растворов. Как известно, глубинность границ метасоматических зон, выделяемых С.И. Набоко [7] в областях современного вулканизма, их мощность определяются не только температурой гидротерм, физико-механическими свойствами фильтрующих пород, но и концентрацией углекислоты. Возможно, что возникновение, величина и неоднократность кислотной волны выщелачивания определяются и регулируются динамикой процессов в магматическом очаге: внезапными перемещениями магматических масс, дополнительными инъекциями расплава в камеру, установлением или потерей связей между очагами различных уровней.

ВЛИЯНИЕ СОСТАВА И СТРУКТУРЫ ВУЛКАНОГЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ НА РУДНУЮ МИНЕРАЛИЗАЦИЮ

Благоприятным фактором для размещения оруденения являются контрастные резко и последовательно дифференцированные конкретные комплексы. Эта закономерность была отмечена для колчеданных месторождений М.Б. Бородаевской, Т.И. Фроловой, Г.Ф. Яковлевым, для золоторудных — Н.А. Фогельман и др.

Например, для Рудного Алтая Г.Ф. Яковлев, М.Г. Хисамутдинов и Ю.И. Демин [46] указывают, что с контрастной базальт-липаритовой формацией эйфель-франского возраста (точнее, с комплексом) связаны все важнейшие промышленные полиметаллические месторождения, с островной андезит-дацитовый, для которой отмечается увеличение щелочности, — незначительные месторождения, а с андезит-базальтовой — редкие рудопроявления. Подобная закономерность отмечена на Малом Кавказе и в других регионах. Г.Н. Щерба, установивший еще ранее такую закономерность для Алтая, отмечает, что с каждой магматической фазой может быть связано свое оруденение.

Во многих колчеданосных районах важное значение имеют соотношения щелочей в породах базальт-липаритовой формации. По мере увеличения щелочности и содержания калия, а также при смене субвулка-

нических образований комагматическими гипабиссальными колчеданное оруденение сменяется колчеданно-полиметаллическим и полиметаллическим. Это установлено в Змеиногорской и Лениногорско-Зырянской группах месторождений на Алтае, в Кызыл-Таштыке в Туве, в Алавердско-Шамлугском и Шамшадинском районах Малого Кавказа. С этим связана и латеральная зональность вокруг жерловых фаций, которая выражается в смене колчеданных проявлений полиметаллическим как на Рудном Алтае (Г.Ф. Яковлев), так и на Урале (М.Б. Бородаевская и др.).

В вулканогенных комплексах отдельных рудных районов Г.Н. Щербой установлено так называемое "седиментное" или, что то же, синхронное вулканогенно-осадочное оруденение. Описанное для Лениногорского рудника (2-я Риддерская залежь) такое оруденение И.В. Покровской и О.А. Ковриго зафиксировано и в других месторождениях, например Стрежанском. Подобные факты седиментного оруденения отмечены В.Б. Сейраняном в Шамлуге.

Наряду с этим Г.Ф. Яковлев отмечает тепловое воздействие на полосчато-слоистые руды со стороны субвулканических интрузий, приводящее к переотложению рудного вещества. При этом такой процесс протекал тем выше, чем мощнее был тепловой поток.

Эти факты имеют важное значение не только для выяснения характера вулканогенного рудообразования, которое могло быть простым одноэтапным или сложным полигенным, многоэтапным, но и объяснения возникновения многих стратиформных месторождений, как причинно связанных с процессами вулканизма, по Г.С. Дзоценидзе.

На этом основании месторождения, связанные с вулканогенными формациями и комплексами, рассматриваются как полигенные и полихронные.

ПРОЯВЛЕНИЕ ЛИКВАЦИОННОГО ТИПА ОРУДЕНЕНИЯ В ВУЛКАНОГЕННЫХ КОМПЛЕКСАХ

Изучение рудоносности вулканогенных формаций и комплексов привело не только к выявлению рудоносных синхронных вулканогенно-интрузивных комплексов с гидротермальным оруденением, но и к обнаружению ликвационных, т. е. собственно магматических рудных концентраций. Такие концентрации комбинируются с гидротермальными, как, например, в медно-никелевых месторождениях, которые в основном относились к ликвационно-магматическим, но в последние годы установлены собственно магматические самостоятельные месторождения, входящие непосредственно в состав неоген-четвертичных и даже современных вулканических образований.

К таким образованиям относятся магнетитовое месторождение Лако-Сур в Чили, описанное Д. Парком, Абовянское магнетитовое месторождение в Армении, связанное с четвертичным вулканизмом, карбонатитовые редкометальные месторождения в Танзании, связанные с мезозойским вулканизмом.

На проявления ликвации в вулканическом процессе обратили внимание многие исследователи, а К.М. Мурадян описал в вулканитах Армении шарикоподобные образования в кварцевых порфирах в виде иоцита.

Таким образом, явления ликвации значительно распространены при вулканизме и естественно, что этот процесс проявился при обособлении рудных магм в определенных условиях увеличения щелочности, например, месторождения Кирунавара в Швеции. К вулканогенно-магматическим относится и апатит-магнетитовое месторождение Тун-Шан в КНР, расположенное в кольцевой структуре.

К вулканогенно-магматическим относятся также многие сульфидно-никелевые месторождения, например, Норильского района в СССР. Т.К. Иванова показала, что оруденение тесно связано с контрастной дифференциацией базальтовых лав от титан-авгитовых до ультраосновных пикритовых, проявляясь в пределах сводового поднятия и неглубоко располагавшегося вулканического очага. Эти представления подтверждены М.И. Митрошиным, Н.Ф. Щедриным, а также геофизическими работами М.К. Иванова, С.Г. Гиренко, Л.В. Моисеева и др. [44]. В недифференцированных базальтах глубинных очагов оруденение проявлено слабо.

ГИДРОТЕРМАЛЬНОЕ ИЗМЕНЕНИЕ ПОРОД

Важная особенность вулканогенных месторождений, отражающих условия формирования, — сопровождающие их изменения вмещающих пород и выраженная при этом метасоматическая зональность. Несмотря на большое внимание, уделяемое вопросу о гидротермальных изменениях пород, еще не все ясно в данной проблеме и особенно в гидротермальном метаморфизме.

Очень важный факт — соответствие некоторых типов (фаций) гидротермального метаморфизма фациям магматических пород и рудно-минеральных образований. Однако это еще не строгое соответствие, так как границы глубинности данных геологических образований мы можем намечать только в самом грубом приближении и они далеко не всегда совпадают. Кроме глубинности, обуславливающей их проявление, на характер гидротермального изменения влияют такие факторы, как температурные условия, состав вмещающих пород, геологическая структура, состав растворов и др. В общем, несмотря на некоторые попытки установления взаимозависимостей фаций и применения формационного анализа, мы еще не выделили таких фаций, которые давали бы возможность уверенного прогнозирования рудных полей, месторождений и особенно слепых рудных тел.

Другой фактор, касающийся развития метасоматоза, — отчетливая смена фаций, приводящая к метасоматической зональности. В рудных районах встречаются два типа метасоматической зональности: региональная и локальная околорудная — околосерпентинная и околотрещинная.

Отмечена приуроченность региональной пропилитизации к толщам андезитового и андезит-базальтового состава, а серицитизации и аргиллизации — к толщам липаритового, липарит-дацитового и дацитового состава.

вов. При этом, как правило, региональное изменение сопровождается лишь слабой рудной минерализацией или вовсе лишено ее.

Локальное гидротермальное изменение, связанное с центрами вулканизма, жерлами, субвулканическими интрузивами и сопровождающими их нарушениями, имеет главное значение в контроле оруденения. Во многих случаях по ним устанавливаются центры вулканизма, экструзивы и рудовмещающие структуры, с которыми связана рудная минерализация. Особенно характерна локальная концентрическая зональность, где отдельные зоны определяются очень четко, причем в современных и древних вулканических областях усматривается близкая аналогия.

Изучение гидротермального метаморфизма, метасоматической зональности в областях современного вулканизма и палеовулканизма привело к выводу, что гидротермальный метаморфизм, приурочиваясь к вулканическим аппаратам, развивается отнюдь не по горизонтальным, латеральным и вертикальным, а по более сложным уровням, отражающим комбинацию жерловых, конических и линейных структур проникновения фильтрующихся растворов. С.И. Набоко полагает, что в областях активного вулканизма создаются условия одновременного формирования различных формаций гидротермально-измененных пород в связи со структурно-магматической обстановкой, проникновением эндогенных эманаций через зоны насыщения подземных вод, их конденсацией, разгрузкой глубинных гидротерм по периферии аппаратов, а также одновременным образованием растворов различного состава. В соответствии с этим, по ее мнению, в вулканических куполах и экструзивах возникает формация вторичных кварцитов в зонах разломов под воздействием ультракислых конденсатов глубинных эманаций; у поверхности происходит кислотное выщелачивание с образованием под малоизмененными породами опаловой и опало-алунитовой с серой зоны, а в периферической зоне разгрузки более глубинных гидротерм развиваются пропилитизация и связанная с нею цеолитизация.

Изучение гидротермального метаморфизма Камчатки и Курил привело С.И. Набоко к выводу, что в общем изменении состава гидротерм намечается несколько стадий: ранняя — происходит под воздействием кислотных галлоидно-сернистых растворов с последующим образованием вторичных кварцитов; стадия, обусловленная действием слабокислых или слабощелочных хлоридно-сульфатно-карбонатных растворов, приводящих к пропилитизации; щелочная — когда под воздействием натрово-хлоридных растворов проявляется цеолитизация; поздняя — кислотная, когда процесс завершается и под влиянием весьма кислых сульфатных растворов развиваются аргиллизация и опализация.

Мало отличаются представления о химизме гидротерм и в других областях современного вулканизма — Вайракей в Новой Зеландии, Йеллоустонского парка в США и др. В них также наблюдается поверхностное кислотное выщелачивание, объясняющееся окислением H_2S выше уровня подземных вод и проявлением при слабокислом составе растворов ниже уровня подземных вод алунитизации, каолинизации и пропилитизации. Вследствие кипения и потери CO_2 растворы становятся, по Д. Уайту, нейтральными или щелочными.

В древних и сложных вулканогенно-интрузивных комплексах общая схема возникновения метасоматоза имеет несколько иной характер.

Д.С. Коржинский выделяет три фации глубинности пропилитизации: приповерхностную (200 – 300 м), субвулканическую (до 1 км) и гипабиссальную (более 1 км). По нашим данным, глубина гипабиссальной стадии более 2 км. Следовательно для вулканогенных условий характерны первые две фации пропилитизации, а также возникновение вторичных кварцитов, аргиллизация, кварц-серицитовое изменение и березитизация. К типам низкотемпературного гидротермального изменения следует отнести и цеолитизацию.

Широкое развитие пропилитизации — одна из главных особенностей гидротермального метаморфизма в андезитовых формациях. Она обуславливает те уровни глубинности, где происходит смена интрузивных гипабиссальных образований субвулканическими. При этом более глубокие и более высокотемпературные ее фации с цоизитом и клиноцоизитом (а также их эквиваленты в иных литологических условиях) сопровождаются малыми интрузивами и глубинными частями сложных вулканогенно-интрузивных комплексов; среднетемпературные фации типичны для субвулканических условий. Проявление отдельных фаций пропилитов зависит также от конкретных физико-химических условий, определяющихся ходом процесса, путями проникновения растворов и их эволюцией, составом пород, их прогревом, температурой растворов и градиентом падения температур и давлений.

В близповерхностных условиях, как мы видели, происходят дегазация и кипение растворов, они теряют углекислоту и становятся хлоридными, затем щелочными. В таких условиях при понижении температуры растворимость хлорида натрия почти не меняется, а хлорида калия падает. С этим связано повышение в таких растворах в 1,5–2 раза отношения $K_2O : Na_2O$ и развитие адуляризации, имеющей важное значение в некоторых рудных районах. Судя по вулканологическим данным, повышение активности калия происходит уже в зоне вскипания в связи с удалением углекислоты из растворов.

При парообразовании и дегазации должна происходить некоторая дифференциация растворов. Вместе с углекислотой к поверхности устремляются HCl , H_2S , H_2SO_4 и другие газы, а остаточная жидкая фаза обогащается щелочами. Такая дифференциация растворов показана В.В. Аверьевым и другими исследователями на примере Паужетки.

Таким образом, вскипание растворов является тем термодинамическим порогом, который характеризует изменение химизма растворов и их дифференциацию. Создаются условия вначале для проявления пропилитизации пород и связанной с нею минерализации, а затем для образования вторичных кварцитов так называемого сольфатарного типа. Возникающие при этом растворы, в которых вода поверхностного происхождения получает еще большее значение, формируются в условиях высокого парциального давления кислорода. Это обуславливает развитие процессов окисления, в частности, серы. По данным В.В. Аверьева, такие растворы на выходах паровых струй имеют сначала гидрокарбонатно-аммо-

нийный состав, но далее ион аммония замещается выщелачиваемым из пород Ca^{2+} , растворы обогащаются ионом SO_4^{2-} и становятся весьма кислыми, сульфатными. Ион HCO_3^- остается в растворе. Действие данных растворов приводит к появлению фаций, относимых к формации вторичных кварцитов. Главнейшие из фаций — каолинитовая или дикиитовая, алунитовая и монокварцевая.

Часто к ним относятся серицитовая и пиррофиллитовая фации, развивающиеся в низах формации. Кислотные свойства растворов в дальнейшем усиливаются в связи с образованием в результате окисления H_2S такой сильной кислоты, как H_2SO_4 . Именно сульфатные гидротермальные растворы, формирующиеся с нарастающей долей метеорной воды, а не фумаролы и сольфатары, способствовали широкому развитию аргиллизации и других типов гидротермального изменения. Последние же, как это хорошо наблюдается на современном вулкане Эбеко и др., сопровождаются, как правило, лишь сравнительно незначительным изменением. Однако они очень часто сопровождают выходы гидротерм.

Метасоматическая зональность липаритовых вулканических куполов Советского Закарпатья и Румынии (тортон-сарматского возраста), а также Предкавказья и Малого Кавказа (миоцен-позднеэоценовый возраст) имеет весьма близкий характер.

ПОЛИГЕННОСТЬ И ПОЛИХРОННОСТЬ ВУЛКАНОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Многие исследователи при детальном изучении вулканогенных месторождений отмечают их сложный полигенный и полихронный характер в связи с некоторыми фактами, не соответствующими обычным "классическим" гидротермальным представлениям. Таким примером могут быть колчеданные месторождения [35, 36]. Для некоторых колчеданно-полиметаллических месторождений Малого Кавказа отмечено, что образование колчеданного оруденения связано с кислыми вулканогенными породами, а свинцово-цинкового — с гипабиссальными гранодиоритами (Алавердско-Шамлугская группа, по В.Б. Сейраняну, Э. Сагателян и др.).

Наиболее обстоятельно этот вопрос был рассмотрен на региональном совещании в 1975 г. в Усть-Каменогорске, а также описан Г.Ф. Яковлевым, М.Г. Хисамутдиновым, Ю.И. Деминим [46], ранее Г.Н. Щербой, И.В. Покровской, О.А. Ковриго для некоторых месторождений Рудного Алтая. Указанные исследователи показали, что все важнейшие месторождения в этом районе залегают в контрастной базальт-липаритовой формации, причем размещение контролируется их внутренним строением. Тип месторождений зависит от положения базальт-липаритовой формации, изменений в вертикальном разрезе щелочности пород и соотношения в них калия и натрия: при уменьшении в породах натрия и увеличении калия количество свинцовых месторождений увеличивается (Змеиногорское, Лениногорское, Зырянское и другие месторождения).

Имеет значение и фациальный состав рудоносных комплексов: породы прижерловой фации вмещают колчеданные месторождения, а про-

межучочной и удаленных фаций — полиметаллические. Однако наиболее интересно перемещение рудного вещества: в контактах липаритовых порфиров наблюдается стягивание халькопирита, замещение пирита пирротином, образование арсенопирита и др. Более того, появилась возможность судить о степени переотложения вещества в зависимости от интенсивности теплового воздействия субинтрузива на рудное тело. Такие полигенные месторождения, в которых сочетаются вулканогенно-осадочные слоисто-полосчатые руды и руды в виде ксенолитов в флюид-порфировых телах, например, на Николаевском месторождении, а также оолитоподобные скопления сульфидов на Орловском и Стрежанском месторождениях с прожилками халькопирита указывают на полигенное и многоэтапное их формирование. На этих месторождениях вулканогенно-осадочное оруденение совпадает в пространстве и во времени с гидротермально-метасоматическим этапом или последний сменяет его с некоторым перерывом времени. Вообще образование колчеданно-полиметаллических месторождений происходит длительно и многоэтапно. Лишь некоторые из них (Тишинское, Золотушинское и Змеиногорское) формировались, по мнению Г.Ф. Яковлева, одноэтапно, но многостадийно в субвулканических условиях.

Выше было указано на многоэтапность оруденения в связи с многократностью и, в частности, цикличностью проявлений вулканизма в вулканогенных комплексах. Здесь идет речь о дальнейшем усложнении формирования вулканогенных месторождений: преобразовании рудной минерализации при развитии процесса рудообразования. В.И. Смирнов, обобщая представления по этой проблеме, считает, что в протерозойские эпохи возникали геосинклинальные вулканогенно-осадочные и специфические осадочные толщи, локализирующие огромные массы рассеянных рудообразующих веществ с колоссальным количеством заключенных в них рассеянных масс урана, золота, меди, молибдена, свинца, отчасти цинка, бария, фтора. Это представление, а также данные А.И. Тугаринова, Г.А. Твалчрелидзе, К. Краускопфа, Г.Н. Щербы и др., несомненно, обращают на себя пристальное внимание, прежде всего с точки зрения дальнейшей эволюции рудного вещества, вероятности его полигенности и полхронности не только в докембри, но и фанерозое.

Детальное исследование минерального состава руд показало наличие в них явлений регенерации. Однако эти явления изучены еще не достаточно. Обычно им отводится незначительное место в процессах рудообразования, но даже и в этих случаях они могут иметь важное значение для правильного истолкования отдельных соотношений. Это в первую очередь относится к выяснению соотношений даек и оруденения, когда незначительная регенерированная минерализация в дайках часто рассматривается как якобы "неоспоримое" доказательство дорудного возраста даек вообще.

Вопросы регенерации оруденения привлекли внимание многих исследователей месторождений Рудного Алтая. Не останавливаясь на признаках и критериях регенерации отдельных минералов, следует сказать, что в результате дислокационного метаморфизма в рудно-алтайских месторождениях происходила регенерация с образованием рудных жил и других

тел иной формы, например на Змеиногорском рудном поле и месторождении Среднем. Проявления регенерации наблюдаются на Кафанском, Ахтальском, Шамлугском и других месторождениях Малого Кавказа и в других рудных районах.

Регенерация оруденения проявляется не только при дислокационном метаморфизме, но и при тепловом воздействии поздних поступлений магмы. Г.Ф. Яковлев, Ю.И. Демин и другие исследователи отмечают, что степень переотложения рудного вещества тем выше, чем значительнее градиент теплового поля интрузии и мощнее тепловой поток. Поэтому внедрение гранитоидных интрузий нередко приводит к перераспределению рудного вещества в значительных масштабах и нередко усложняет определение абсолютного возраста месторождений. Такие примеры известны для редкометальных месторождений Центрального и Южного Казахстана, колчеданных и полиметаллических месторождений Малого Кавказа и других районов. По-видимому, именно такие данные приводят геологов к неправильным представлениям о гранитоидах как источниках колчеданного оруденения.

Несомненно, что месторождения вулканогенных формаций во многих случаях являются не простыми гидротермальными, а сложными, несущими в себе те или иные элементы полигенности и полихронности. В настоящее время получены достоверные данные, о том что колчеданные месторождения формируются длительно, часто в течение целых эпох. К такому заключению пришли В.И. Смирнов, М.Б. Бородаевская и многие другие исследователи. Такое же мнение высказал А.А. Маракушев исходя из геохимических данных.

Вопрос о переотложении рудного вещества на примере Стрежанского месторождения был рассмотрен Ю.И. Деминим, В.Г. Золотаревым, А.В. Есыповым, А.М. Кудряшевым, Б.М. Мергеновым и И.В. Юшкевичем. Они с достаточными основаниями относят данное месторождение к вулканогенным, хотя некоторые их положения спорны. О полигенности этого месторождения они судят по следующим фактам: 1) переслаиванию пластов руд и туфогенно-осадочных пород; 2) ритмичности строения руд; 3) отсутствию в рудах эффекта декрепитации и температурам гомогенизации включений в сфалеритах ниже 100°C ; 4) отсутствию изменений осадочных пород; 5) инъекции руд липаритовыми порфирами; 6) переотложению минерального вещества эксгалайционно-осадочного и гидротермально-метасоматического происхождения.

Эти же авторы отмечают проявление в рудах мелкой складчатости слоев и в тех же участках пирит-халькопиритовых прожилков и жилок, метаморфические преобразования руд под действием послерудных липаритовых порфиров, перекристаллизацию руд и новообразования таких минералов, как арсенопирит, пирротин, цельзиан, валлериит. Последний свидетельствует о повышении температуры выше 225°C . При этом образуются струи минеральных новообразований протяженностью до 1,5 м, а в контактах субвулканических тел и более. Кроме того, гомогенизация включений в сфалеритах рудных образований достигает 200°C , в то время как в вулканогенно-осадочных температуры наблюдающихся единичных включений не превышают 95°C .

Детально описывая явления переотложения рудного вещества под влиянием термального метаморфизма, авторы выделяют и второй промышленный этап оруденения на том же Стрежанском месторождении, формирующийся при воздействии гидротермальных рудоносных растворов и связанный с липаритовым субвулканическим комплексом. При этом развиваются зоны прожилково-вкрапленных, реже сплошных руд с двумя минеральными стадиями — серноколчеданной и медно-цинковой. Руды последней, как и на многих других месторождениях, например, Малого Кавказа, более поздние.

Примеры таких соотношений наблюдаются в Комсомольском руднике Кафанского месторождения, Шамлуге, Газме и Гюмушхане Айодзорского рудного района, Шамшадинском рудном районе (Сугюту и др.) Армении, по всей вероятности, на месторождениях Садонского, Урупского и Худесского рудных узлов и многих других.

ОБ ИСТОЧНИКАХ РУДНЫХ ВЕЩЕСТВ ВУЛКАНОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Вулканогенные месторождения являются сложными, нередко полигенными и многоэтапными, формирующимися длительно. И если первые этапы их образования связаны с процессами эксталяционными и вулканогенно-осадочными, то возникает вопрос, каковы были в этом случае источники рудного вещества сформированных месторождений в дальнейшем. Этот вопрос исследовался В.И. Смирновым, который пришел к выводу о трех главных источниках рудного вещества месторождений по данным изучения изотопного состава серы сернистых соединений: ювенильном, мантийном, когда изотопы серы отвечают по своему значению сере метеоритов; ассимиляционным, гранитном коровом, когда изотопы соответствуют магматическим образованиям гибридного характера и внемагматическом, инфильтрационном, когда изотопы серы не показывают какой бы то ни было связи с магматизмом.

В.И. Смирнов пришел к выводу о большом разнообразии источников рудного вещества, связанных с развитием и эволюцией земной коры.

Рассеянность рудного вещества существовала в вулканитах еще до начала гранитизации и развития гранитоидного магматизма палингенного характера. "Лунная" стадия становления планеты сопровождалась, по-видимому, грандиозными явлениями вулканизма, подобными тем, что происходят сейчас на Луне. В эту стадию был сформирован базальтовый слой коры, когда первичная атмосфера состояла, по А.П. Виноградову, в основном из вулканических газообразных продуктов. В дальнейшем, при охлаждении планеты и появлении древних бассейнов, развивались процессы вулканогенно-осадочного и осадочного накопления терригенных и вулканогенных образований. Вероятно, источниками рассеянных рудных веществ и были вулканические породы основного состава. В догеосинклинальную, по В.Е. Хаину, или в нуклеарную, по Е.В. Павловскому и М.С. Маркову, стадию развития земной коры (3800—1600 млн. лет) вначале происходило развитие зеленокаменных ядер континентов и вулкано-

генных толщ основного состава в условиях водных бассейнов, покрывающих первичную земную кору. Формирование этих толщ, составляющих фундамент всех древних платформ, продолжалось в условиях почти бескислородной атмосферы, причем эти толщи располагались непосредственно на основных породах базальтового слоя коры. Затем следовала вторая стадия накопления мощных осадочно-вулканогенных толщ, выполнявших протогоеосинклинали. В это время стали проявляться складчатость, метаморфизм и гранитизация с возникновением гранитных магм и гранито-гнейсовых куполов; в третью стадию происходили процессы геосинклинального развития земной коры и начали образовываться гранитно-метаморфический слой и фундамент. И если до второй стадии этого огромного по времени этапа источниками рудных веществ были вулканиты, с которыми парагенетически могли быть связаны и рудные скопления, то позднее с процессами метаморфизма, гранитизации и с формированием гранитоидов стали широко проявлять себя как источники рудного вещества коровые ассимиляционные метаморфические и магматические образования.

Источниками рудных веществ в пределах огромных протоплатформенного и протогоеосинклинального этапов были основные массы протопланеты и базальтового слоя, которые во второй этап формирования гранитно-метаморфического слоя преобразовались и стали источниками рудоносных гранитоидов. Но и тогда при формировании разломов в той или иной, но, по-видимому, меньшей степени протекали процессы вулканизма.

В следующий, продолжительный этап формирования древних складчатых поясов (1600 — 200 млн. лет) в среднем протерозое и рифее продолжалось наращивание гранитно-метаморфического слоя, источниками рудных веществ был ассимиляционный гранитный слой (метаморфизованные основные и кислые вулканиты и огромные массивы полигенных гранитов). Вероятно, вулканизм как источник рудного вещества имел подчиненное значение. Однако для орогенных зон и средней стадии геосинклинального развития были важны не только гранитоиды и их массивы, но и субвулканические образования, связанные с вулканогенными комплексами. Вулканогенные гидротермальные месторождения этого и других поздних этапов формирования земной коры, по мнению В.И. Смирнова, имели рудные вещества всех трех выделенных групп их источников.

Такие же предположения высказаны и в отношении позднейшего мезо-кайнозойского этапа. В.И. Смирнов, а также М.И. Ицксон обращают внимание на переходные зоны от Тихого океана, где в океанической зоне источниками пирита, пирротина, пентландита, молибденита, сфалерита, галенита, ильменита, магнетита, касситерита была верхняя мантия, затем в переходной зоне — базальтоидный магматизм на океанической коре с колчеданными месторождениями, а в тыловой — гранитоидный магматизм с месторождениями оловорудными, вольфрамовыми, редкометальными и др.

Таким образом, в процессе развития земной коры происходило многократное преобразование рудных веществ от рассеянных в вулканитах

основного состава до концентрированных в основных интрузивах и вулканитах и далее в связи с метаморфическими и гранитизированными превращениями от метаморфогенно- и гранитоидно-рассеянного до локально-концентрированного в тесном сочетании с разнообразными и сложными изменениями тектоно-структурных и формационно-литологических обстановок на всех глубинах земной коры и мантии. В связи с этим изменялись источники рудных веществ на всех этапах и стадиях дальнейшего развития земной коры, начиная с глубинного зарождения магматических очагов, их развития, смены их, как и выдаваемых ими продуктов, во времени. Эти процессы обуславливали металлогеническую и рудную специализацию различных по масштабу и последовательности их проявления структур и всего многообразия рудных природных сочетаний.

В процессе формирования колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений в качестве источника рудных веществ рассматриваются вулканогенные толщи, из которых вещества руд выщелачивались и переносились по конвекционной схеме (рециклинга) [18, 49], которая относится к гипотетическим.

Глава VII

ЭВОЛЮЦИЯ ВУЛКАНИЗМА И ВУЛКАНОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ИСТОРИИ ФОРМИРОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

ВУЛКАНИЗМ И ОРУДЕНЕНИЕ ДОКЕМБРИЯ

Проблема докембрийского вулканизма и оруденения изучается многими учеными, но к настоящему времени освещена лишь в общем виде и по многим вопросам требует дальнейших исследований [23].

В позднеархейское (более 2600 млн. лет) — *раннепротерозойское* (2600 — 1900 млн. лет) время на мощной континентальной земной коре возникли зеленокаменные пояса с колчеданными месторождениями меди, свинца, золота, серебра, гидротермальными месторождениями золота, крупнейшими месторождениями железистых кварцитов, сульфидными медно-никелевыми и другими месторождениями. Зеленокаменные пояса древних щитов обладают поразительным сходством. Согласно данным Е.В. Ганьшиной и Б.Д. Дворкиной, в их строении главная роль принадлежит вулканогенным формациям с низкой степенью метаморфизма. В низах разрезов широко развиты коматииты, вверх по разрезу сменяющиеся metabазальтами, а затем метаосадочными породами. Ограниченное распространение имеют метавулканы кислого состава и щелочные породы. Вверх по разрезу в эффузивах увеличиваются содержания глинозема, кремнезема и щелочей при одновременном уменьшении концентраций общего железа, магния и титана.

Рудоносны прежде всего нижние и верхние части разрезов зеленокаменных поясов. К нижней (коматиитовой) формации приурочены многочисленные сульфидные медно-никелевые месторождения Австралии,

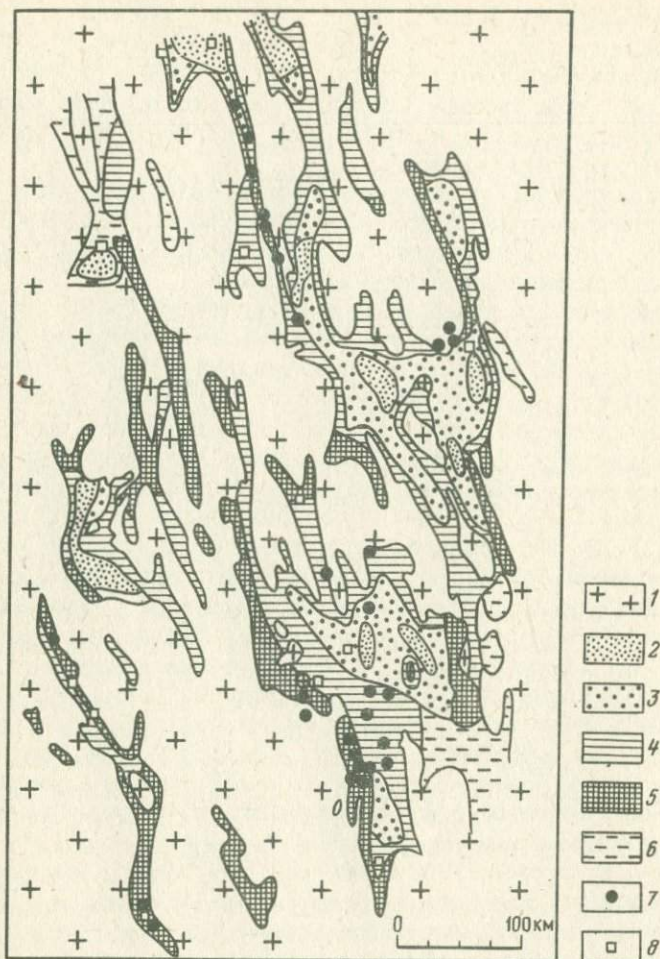


Рис. 13. Схема расположения сульфидных медно-никелевых месторождений зеленокаменного пояса Уилуна-Норсман (Австралия). По Ф. Барету и др.

1 – гранитоидные породы основания; 2–6 – степень метаморфизма сепакрустальных пород: 2 – очень низкая, 3 – низкая, 4 – средняя, 5 – высокая, 6 – нет данных; 7 – медно-никелевые месторождения; 8 – месторождения золота

Канады и других районов (рис. 13). Среди коматиитов В.С. Комаров, Е.М. Крестин и другие исследователи выделяют перидотитовые и базальтовые разности. Сульфидные медно-никелевые месторождения связаны с ультраосновными коматиитами и комагматичными им гипербазитами.

В верхней части разрезов зеленокаменных поясов расположены колчеданные и колчеданно-медно-цинковые (с золотом) месторождения. Рудовмещающие толщи: 1) туфогенные, сложенные туфами среднего и кислого состава с подчиненным количеством углеродистых аргиллитов

и сланцев; 2) эффузивы кислого состава и их лавобрекчии; 3) углеродисто-кремнисто-туфогенные; 4) кремнистые и карбонатно-кремнистые и 5) гипербазит-кремнисто-углеродистые [12]. Пример колчеданных месторождений — пояс Абитиби Канадского щита, где наиболее крупные месторождения приурочены к риолитовым куполам в зоне контакта андезитов с кислыми эффузивами.

Гидротермальные золото-кварцевые и золото-кварц-сульфидные месторождения зеленокаменных поясов Австралии, Канады, Центральной Африки и других щитов наиболее поздние и образовались, по Дж. Уотсону, на завершающей стадии формирования комплексов.

Типичными рудными формациями зеленокаменных поясов позднего архея — раннего протерозоя являются крупнейшие метаморфизованные месторождения железа и марганца, также связанные с вулканогенными формациями. Они изучены и детально описаны многими исследователями.

В среднем протерозое (1900 — 1200 млн. лет) в условиях эпикратонных геосинклиналей и авлакогенов образовались колчеданно-полиметаллические и полиметаллические месторождения Австралии (Брокен-Хилл, Маунт-Айза, Мак-Артур), Канады (Сулливан), Индии (Завар), Швеции (Фалун) [12]. В геосинклинальных прогибах этого времени широко развиты вулканогенные (липарит-трахидацит-трахилипаритовые и липарит-дацитовые) формации. Месторождения приурочены к верхним вулканогенно-осадочной и осадочной частям разреза рудоносных структур. Месторождения формировались в железисто-кремнисто-терригенных (Брокен-Хилл) и кремнисто-карбонатно-терригенных (Фалун и др.) осадках, т. е. фациях, удаленных от активных вулканических центров.

К авлакогенам приурочены некоторые месторождения Австралии (Маунт-Айза и др.), Канады (Сулливан и др.) Рудные тела залегают в углеродисто-битуминозных доломито-глинистых и флишоидных осадках, среди которых встречаются туффиты и кислые туфы.

В позднем протерозое (1200 — 600 млн. лет) начался платформенно-геосинклинальный этап развития земной коры. В эвгеосинклинальных условиях формировались колчеданно-полиметаллические и свинцово-цинковые месторождения в обрамлении Сибирской платформы, Аппалачах, Саудовской Аравии, Южной Африке и других регионах. Оруденение приурочено к углеродисто-терригенно-карбонатным (Холоднинское месторождение) и осадочно-вулканогенным породам последовательно дифференцированной и контрастной (базальт-липаритовой) формаций (многие месторождения Аппалач, Аравии, Южной Африки).

ВУЛКАНИЗМ И ОРУДЕНЕНИЕ ПАЛЕОЗОЯ

Обобщив материалы по закономерностям размещения нижнепалеозойских вулканогенных формаций и особенностям их состава, В.В. Волков [44] отмечает, что в разрезах нижнепалеозойских серий вулканогенные породы установлены в пределах всех континентов, за исключением Антарктиды и Южной Америки. Вулканогенные образования этого времени сконцентрированы в Восточно-Австралийской, Центрально-

Азиатской, Уральской, Центрально-Европейской, Северо-Европейской, Аппалачской и Кордильерской областях. Для этих областей характерно образование эвгеосинклинальных вулканогенных толщ и почти полное отсутствие продуктов наземного вулканизма.

Для нижнего палеозоя наиболее типичны линейные вулканические зоны значительной протяженности. Центры вулканической деятельности расположены на площадях максимальной мощности вулканогенных отложений, среди них преобладают базальты, которым подчинены андезиты, а местами и липариты. Наиболее распространены андезит-базальтовая и реже липарит-андезит-базальтовая формации. Обе они имеют натрий-кальциевую специализацию и принадлежат к нормальной щелочноземельной серии. Редко встречаются породы трахилипаритового и трахиандезитового составов.

Положение вулканогенных толщ в разрезе нижнепалеозойских отложений свидетельствует о неравномерности вулканической деятельности во времени.

Во всех вулканогенных поясах раннего — среднего палеозоя (Аппалачи, Кордильеры, Урал, Казахстан и др.) распространены колчеданные месторождения [38] и др.

В Уральской эвгеосинклинали выделяются две серии вулканогенных формаций: силур-раннедевонская и среднедевонская. Обе они сложены: 1) слабо дифференцированной базальтовой формацией; 2) контрастно дифференцированной базальт-липаритовой формацией; 3) последовательно дифференцированной базальт-андезит-дацит-липаритовой формацией. Силур-раннедевонская серия завершалась еще и андезит-базальтовой формацией. Формации первой серии являются раннегеосинклинальными натриевыми, а второй — позднегеосинклинальными кали-натриевыми. К первым базальт-липаритовым при наличии других благоприятных условий приурочено медно-колчеданное оруденение, ко вторым — липарит-дацит-андезит-базальтовым формациям — медно-цинково-колчеданные месторождения.

Общая закономерность для Урала — связь оруденения с контрастно и последовательно дифференцированными формациями, от которых зависит, по мнению М.Б. Бородаевской, А.И. Кривцова и др., их металлогеническая специализация. Другая закономерность, вытекающая из формационного анализа, — более поздний возраст колчеданно-полиметаллической минерализации. Это установлено Г.Ф. Яковлевым для Джусинского и других месторождений Южного Урала, где колчеданно-полиметаллические месторождения связаны с позднегеосинклинальными вулканоплутоническими ассоциациями.

Несмотря на кажущееся однообразие геологических условий, рудоносные комплексы и структуры эвгеосинклиналей достаточно разнообразны, как разнообразна их минерализация. По обстановке формирования они разделяются на субвулканические, вулканические и вулканогенно-осадочные.

Исследования последних лет показали, как сложно происходили процессы вулканизма и сопровождающих его явлений. Это было выявлено

В.И. Смирновым, Н.С. Скрипченко, В.Н. Котляром, Г.А. Твалчрелидзе, Г.Ф. Яковлевым и многими другими. При этом было обращено внимание не только на процессы дифференциации магм и участие сольфатарно-фумарольных, гидротермальных, метасоматических и осадочных процессов, но и на выщелачивание и переотложение рудного вещества. М.Б. Бородаевская, Г.Ф. Яковлев и другие исследователи в Магнитогорском мегасинклинии установили: вулканиты и их недифференцированные фации как непродуктивные, а также породы рудоносных контрастно и последовательно дифференцированных фаций. Кроме того, М.Б. Бородаевская для того же района выделяет формации кислых вулканитов с синхронными им рудами, затем субвулканические кислые коагматы с соответствующими сопутствующими рудами и как более поздние, уже преобразованные под влиянием интрузий позднегеосинклинального или орогенного этапа, — руды регенерированные, переотложенные с привнесом новых компонентов. В этой схеме обращает внимание определение эксгалационно-осадочного типа пластовых руд на Сибее, ассоциированных с пирокластическими породами липарит-дацитового состава, агнимбритами и туфопесчаниками, выявление среди них рудокластов с автобрекчиями в контактовых частях субвулканических образований (Гай) и развитие главной массы руд в результате гипогенного выщелачивания после субвулканических интрузий и даек кислых пород комплекса (Юбилейное месторождение). Выводы М.Б. Бородаевской о многофазности формирования вулканических комплексов и их полифазности, а также о многоэтапности и сложности рудной минерализации с разделением их на периоды образования рудных брекчий подтверждаются данными и других исследователей. Например: В.И. Смирновым — для месторождений Большого Кавказа, С.Н. Ивановым — для Урала, В.Н. Котляром и Ю. Лейе — для Кафана, Б.И. Берманом — для Тувы. По Южному Уралу данные о пиритовых обломках в габбро-диабазовых дайках и их ксенолитах в полиметаллических рудах привели В.С. Требухин и О.М. Образцова, а Г.В. Петров — о разновозрастных минеральных ассоциациях, разделенных несколькими поколениями даек и трубок взрыва.

Вулканизм среднего и позднего палеозоя широко развит в Казахстане, Тянь-Шане, Саянах и других регионах. Вулканические пояса девона отличаются орогенными условиями формирования и полиформационным вулканизмом с более интенсивным проявлением кислых липаритовых формаций. Интересной и важной особенностью девонской эпохи являются континентальные условия и локальный очаговый характер вулканизма часто с хорошо сохранившимся вулканическим рельефом. В некоторых районах фиксируются вулканогенно-интрузивные (вулканоплутонические) формации и комплексы и приуроченные к ним рудные медно-молибденовые, редкометалльные или золоторудные формации. Образование этой сложной последовательно дифференцированной формации происходит в девоне, а рудоносность обычно сопряжена со средней и поздней эпохой.

Следующий четко выраженный период вулканизма, имеющий в Казахстане также орогенный характер, падает на нижний карбон — пермь. Вул-

каногенные и вулканогенно-интрузивные формации также имеют очаговый характер и полиформационный андезит-дацит-липаритовый состав с преобладанием липаритов. Такие очаговые вулканогенные комплексы часто располагались в пределах зон разломов, но рудоносны только отдельные из них.

В некоторых районах Казахстана позднепалеозойский вулканический этап почти объединяется с раннепалеозойским и особенно девонским, но рудоносность приурочена к позднейшим его проявлениям. Для позднепалеозойского вулканизма характерен не только очаговый полиформационный вулканизм, но и очаговая рудоносность.

Особенность орогенных складчатых зон — широкое развитие в пределах глыбово-сводовых поднятий очаговых структур на крупных разломах и приуроченность к ним последовательно-непрерывных вулканогенных и вулканогенно-интрузивных формаций. Последние часто представлены сериями комплексов, отражающих очаговые структуры: компенсационные прогибы или мульды, выполненные вулканогенными образованиями. Другая особенность вулканогенных формаций орогенных зон — распространение вулканогенно-интрузивных комплексов с гомодромным развитием в них серий пород от основных к кислым с резким количественным преобладанием последних. Такие комплексы очень часто являются центральными с характерным сочетанием в них вулканических, субвулканических образований, в том числе и малых интрузий. При этом именно последние придают комплексам морфогенетическую специфику. Гипабиссальные интрузии гранитного состава, входящие в вулканогенно-интрузивные комплексы, нередко проявляются в виде обособленных интрузивов.

Такие комплексы расположены в Казахстане, Средней Азии и многих других областях. Отражая закономерное развитие магматизма и глубины промежуточных и периферических очагов, вулканогенно-интрузивные комплексы нередко несут с собой различное оруденение. Как правило, проявления оруденения отвечают по глубинности соответствующим фациям этих комплексов. При этом можно выделить рудоносные комплексы: вулканические приповерхностные, субвулканические близповерхностные и умеренно глубинные, переходные к плутоническим. Именно в последнем случае проходит граница раздела между вулканогенными и плутоногенными магматическими и связанными с ними минеральными образованиями. Однако эта граница не всегда бывает резкой.

Примеры таких рудно-магматических систем многочисленны и приводятся В.К. Моничем, А.В. Авдеевым, Б.С. Зейликом и др., причем эти системы особенно характерны для Казахстана и являются основной формой позднепалеозойского магматизма.

Подобные границы раздела известны в рудных районах Средней Азии. Е.Д. Карпова в качестве постгеосинклинальных вулканогенно-интрузивных формаций, производных андезитовых и липаритовых магм рассматривает андезит-диоритовую и игнимбрит-гранитовую формации при меньшем значении трахиандезит-монцонитовой и еще меньшем — щелочной калиевой базальт-габброидной. Как правило, формации связаны с крупны-

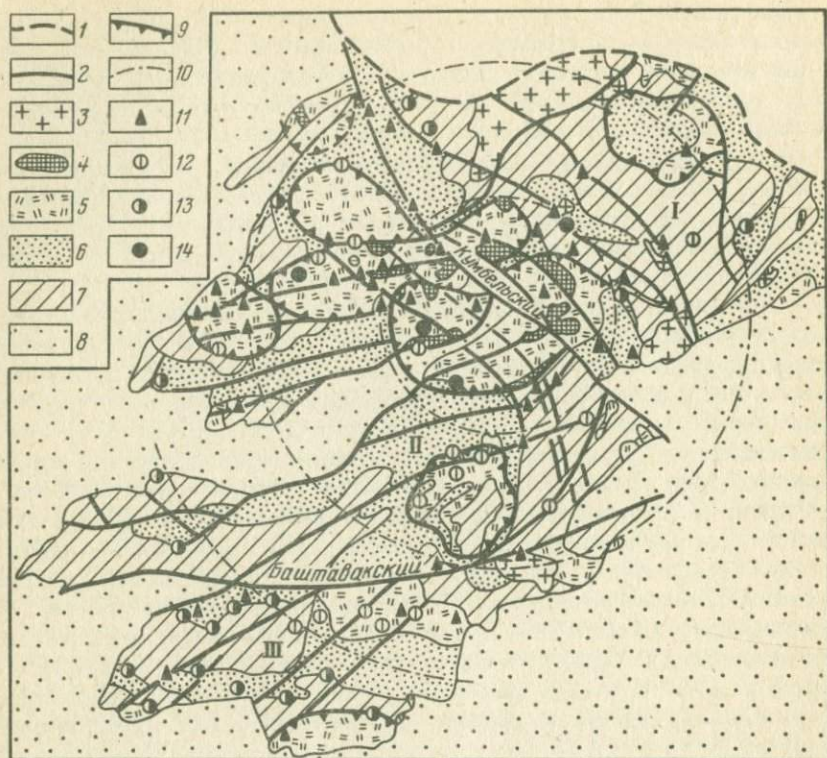


Рис. 14. Схема размещения позднеорогенных вулканитов и некоторых рудных формаций Чаткало-Кураминского региона. По Х.Н. Баймухамедову, Ю.В. Бороздину.

1 – граница Кураминской подзоны; 2 – разрывные нарушения; 3 – гипабиссальные аляскитовые граниты (P_1); 4–6 – вулканогенные формации: 4 – трахилипаритовая (P), 5 – липаритовая (P_1), 6 – трахидацитовая (C_3); 7 – фундамент; 8 – мезо-кайнозойские отложения; 9 – границы вулканотектонических депрессий; 10 – концентрическая зональность позднеорогенных вулканитов; 11–14 – рудные формации: 11 – кварц-барит-флюорит-полиметаллическая, 12 – кварц-серицит-полиметаллическая, 13 – скарново-полиметаллическая, 14 – силикатно-касситеритовая. Рудные районы (цифры на схеме): I – Восточно-Кураминский, II – Центрально-Кураминский, III – Карамазар

ми разломами и приразломными наложенными впадинами с формированием вулканотектонических зон и поясов (например Северо-Тяньшаньский, Южно-Таджикский, Каратау-Чаткало-Нарынский). Особенно выделяется Кызылкумско-Кураминский пояс, пограничный с Алтай-Кокшайской зоной и протягивающийся более чем на 800 км. В этом поясе, сходном с Охотско-Чукотским, в течение силура – девона (1-й этап) и верхнего палеозоя (2-й этап) происходило чередование андезит-диоритовой и игнимбрит-гранитной формаций.

В пределах пояса установлено несколько тектонических поднятий (Ангренское, Моголтау, Карамазар и др.) и впадин. Среди последних выделяются остаточные типы Касансайской и наложенные, распространенные широко в Кураминской зоне. Многие из них, располагаясь на сочленениях разломов, имеют вулканическое происхождение, например Кызылнуринская, Майликаганская, Адрасманская и многие другие (рис. 14).

По представлениям В.Г. Гарьковца, В.А. Арапова и др., пояс, который они называют Бельтау-Кураминским, рассматривается как вулканоплутонический. Для магматических комплексов, приуроченных к вулканическим депрессиям с обширным развитием кольцевых структур и субвулканических образований, характерна гомодромная последовательность формирования.

С вулканогенно-интрузивными комплексами Тянь-Шаня основного, среднего, кислого и щелочного состава Е.Д. Карпова [15] связывает девонские месторождения золота, меди, железа, вольфрама, молибдена, свинца и цинка.

Д.В. Рундквист и М.И. Розинов провели анализ эволюционных рядов вулканогенных формаций орогенных областей с целью прогнозирования оруденения [31]. Для Чаткало-Кураминской зоны Тянь-Шаня ими показан переход от типично геосинклинального к орогенному вулканизму, который представлен последовательно образовавшимися базальт-андезитовой, базальт-андезит-дацит-липаритовой, андезит-липаритовой, затем базальт-андезитовой, андезит-липаритовой, липаритовой, трахибазальт-андезитовой и трахилипаритовой формациями. Оруденение представлено медно-молибденовыми, полиметаллическими, флюоритовыми и баритовыми месторождениями.

В позднем палеозое интенсивной активизации подверглись срединные массивы складчатых областей Европы, Казахстана, Средней Азии, южного обрамления Сибирской платформы и других регионов [42]. Особенно богатая и разнообразная минерализация цветных, редких, благородных и радиоактивных металлов сконцентрирована в массивах Западной Европы: Чешском, Центральном Французском, Армориканском. Однако здесь оруденение связано главным образом с интрузивными комплексами магматических пород, а не с вулканизмом. Проявления пермского вулканизма, по-видимому, сопровождаются минерализацией, но этот вопрос изучен недостаточно.

В различных районах каледонской складчатости Казахстана известны вулканические сооружения (см. рис. 1) поздней перми и раннего триаса, сложенные вулканогенно-интрузивными комплексами пород и несущих редкометалльную и сульфидную минерализацию.

В геологической истории Земли значительное развитие получил мезозойский вулканизм. Чрезвычайно разнообразные продукты его деятельности установлены на древних платформах, в крупных геосинклинальных системах и в зонах тектоно-магматической активизации.

На древних платформах магматическая деятельность основного и ультраосновного состава интенсивно проявилась в перми и триасе (Сибирская и частично Северо-Американская платформы), в триасе, юре и раннем мелу (Африканская и Антарктическая платформы), в юре и мелу (Бразильская платформа) и в мелу и палеогене (Индийская платформа). Наиболее типичные формации этого вулканизма: трапсовая, трахибазальтовая, щелочных базальтов, щелочных ультраосновных пород и кимберлитов.

Обширные покровы трапсовых базальтов и туфов, приуроченных к синеклизам, являются трещинными излияниями и извержениями, которые сопровождалась внедрением массивов и даек долеритов, габбро-долеритов и др. В западной части Тунгусской синеклизы установлены кольцевые вулканические структуры с поперечными размерами до 60 км, конусовидные и щитовидные вулканы, огромные лавовые бассейны трещинных эффузивов.

В западной части Тунгусской синеклизы (Норильский район) наиболее интенсивный вулканизм проявился в раннем триасе. Накопление вулканогенных толщ, возможно, было обусловлено деятельностью небольших, но многочисленных трубок взрыва, приуроченных к узлам пересечения разломов. Такие трубки и жерловины, по данным Н.Ф. Щедрина, стали подводными каналами основной магмы, с дифференциатами которой связаны сульфидные медно-никелевые месторождения.

Кроме медно-никелевых месторождений в трапхах встречаются железорудные месторождения ангаро-илимского типа и месторождения исландского штата Сибирской платформы. Известны также медно-цеолитовые и кремнисто-железорудные рудопроявления. М.К. Иванов пришел к выводу, что все месторождения северо-западной части Сибирской платформы тяготеют к центрам вулканической деятельности.

Мезозойский магматизм геосинклинальных систем локализовался в пределах двух крупнейших планетарных поясов: Средиземноморского и Тихоокеанского.

В Средиземноморском тектоническом поясе вулканизм проявлялся в течение всего мезозоя. Здесь широко представлен вулканизм офиолитовых зон. В пределах отдельных участков развивались вулканы различного состава, среди которых преобладают производные богатых калием андезит-базальтовых и андезитовых магматических расплавов, для которых альбитизация нехарактерна. Местами формировались субщелочные серии. Вулканы образуют отдельные горизонты среди карбонатных отложений либо мощные вулканические серии спилит-кератофировых и последовательно дифференцированных андезит-дацит-липаритовых вулканогенных и вулкано-плутонических комплексов монцонитов, банати-

тов и других щелочноземельных натровых пород. В зонах антиклинальных поднятий преобладают вулканиты и интрузивные массивы калиевого ряда. Наиболее распространены вулканиты среднего и позднего триаса, средней юры, позднего мела.

Металлогения Средиземноморского пояса детально описана Г.А. Твалчрелидзе. Вулканогенное оруденение раннего этапа развития геосинклинали представлено месторождениями колчеданных руд. С вулканоплутоническими комплексами орогенного этапа связаны медно-порфировые месторождения [38].

Тихоокеанский тектонический пояс характеризуется исключительно активной магматической деятельностью. По объему магматических продуктов этот пояс не имеет себе равных на поверхности континентов. Здесь, так же как и в Средиземноморском поясе, выделяются геосинклинальные трюги с породами спилит-диабазовой, спилит-кремнистой формаций и интрузивами ультраосновных пород. Но эти офиолитовые ассоциации не имеют широкого распространения. В описываемом поясе преобладает андезитовый вулканизм (в широком понимании) с коагматичными гранитоидами. Вулканогенные образования формируют протяженные (несколько тысяч километров) вулканические пояса, которые в одних случаях сочетаются с раннегеосинклинальными образованиями, а в других приурочены к зонам глубинных разломов на окраине Азиатского и Американского континентов [25]. Такие пояса отличаются исключительно наземным вулканизмом андезитовой и дацит-липаритовой формаций с обилием коагматичных гранитоидов.

В периферии Тихоокеанского пояса возникли зоны глыбово-складчатых структур с гранитоидным и андезитовым вулканизмом. Такие пояса наложены на гетерогенные основания древних и эпипалеозойских платформ, а также байкальские и палеозойские складчатые системы.

Разнообразие геологических обстановок в Тихоокеанском поясе, широкое развитие андезитовых и липаритовых формаций и этапов тектоно-магматической активизации привело к формированию разнообразных вулканогенных месторождений: колчеданных, медно-порфировых, золото-серебряных, оловянных, олово-серебряных и др. [14].

Охотско-Чукотский вулканический пояс располагается между материковой и переходной зонами системы Тихоокеанских тектонических поясов и глубинными разломами северо-восточного и субширотного направлений (см. рис. 3). На юго-востоке с ним граничит Охотская геосинклинальная область, сформировавшаяся до палеогена. Пояс протягивается до Удской губы до Чукотки на 3,5 тыс. км при ширине от десятков до 350 км и разделяется на две ветви — Охотскую и Чукотскую. В Охотской ветви развиты кислые лавы позднего мела и интрузивы гранитоидов; в Чукотской ветви проявился меловой вулканизм, отмечаются также интрузивы гиабиссального типа.

На ранних стадиях в период юры — неокома происходили подводные излияния андезит-базальтов, на которых несогласно залегают пирокластические и осадочные отложения апта и альба. С апта вулканический пояс развивался как область активизации. В Охотской ветви с этого времени

образуются молассы, далее андезиты, сменяющиеся дацитами и липаритами вместе с игнимбритами, туфобрекчиями и туфами. В Чукотской ветви после андезитов формировалась мощная серия липаритов и дацитов, которые снова сменились андезитобазальтами и дацитами апта — турона, составившими второй структурный ярус.

В сеноне и дате проявился интенсивный наземный вулканизм липарит-дацитов и андезит-базальтов с вулканическими аппаратами и субвулканическими интрузиями, которые составляют третий структурный ярус.

Интрузии гранитоидов были интенсивны в мелу и незначительны в палеогене.

Формирование Охотско-Чукотского пояса и вулканической дуги связано с развитием зоны Бенъофа, имеющей падение в сторону континента и выраженной, по Л.М. Парфенову, гипербазитами и глаукофановыми сланцами палеозоя и мезозоя. Пояс разбит на несколько зон, отличающихся составом магматических формаций. В этих зонах магматические формации начинаются с андезит-базальтов или андезитов и часто имеют контрастный характер. При этом кислые вулканиды приурочены к приконтинентальным зонам, примыкающим к океану.

По магнитным и гравитационным данным, в поясе выделяются приконтинентальная унаследованная зона, отражающая общее простирание пояса, и приокеаническая наложенная зона материкового простирания. Глубинное строение пояса выражается в мозаично-блоковом характере его основания. Мощность коры резко меняется в блоках от 20 до 50 км, изменяется также мощность вулканического осадочного слоя и вулканигов. Глубинное строение главных зон и отдельных блоков оказывает влияние и на магматизм. В приокеанской зоне широко развиты основные породы, обогащенные натрием, интрузивы (плутоны) не связаны с вулканидами; в приконтинентальных зонах отмечаются вулкано-интрузивные комплексы (см. рис. 4). В отдельных случаях наблюдается, по И.М. Миговичу и Е.Г. Пескову, вертикальная сопряженность разновозрастных вулканических зон, выражающаяся, например, в трех- или двукратном формировании вулканогенной формации (на п-ове Кони базальт-липаритовая формация проявилась в триасе, юре и позднем мелу, в Мургаальском антиклинории — в поздней юре и позднем мелу). То же отмечается в Хасьинской вулканической зоне Е.А. Андиферовым и для некоторых игнимбритовых формаций В.Ф. Белым, В.Н. Котляром и др.

Выделяются три магматических цикла: раннемеловой (105 — 125 млн. лет), позднемеловой (70 — 80 млн. лет) с последовательностью магматических проявлений от основных к кислым и посторогенный палеогеновый.

Главные структуры — продольные разломы широтного и северо-восточного направлений, образующие дугу, обращенную к юго-востоку, и поперечные разломы, к которым приурочены цепочки гранитоидов и впадин с молассовыми и угленосными отложениями типа омсукчанской. Складчатость неинтенсивная.

В металлогеническом отношении главное значение имеют золото-серебряные проявления в измененных липаритах, андезитах и туфах — пропилитизированных, каолинизированных, пиритизированных, реже карбонатизированных, хлоритизированных и алунитизированных. Жилы,

прожилковые зоны и зоны дробления с кварцем, агатом, адуляром, карбонатами, каолинитом, иногда цеолитами. Золото тонкозернистое, часто дисперсное, пробы не выше 700, распределение неравномерное. Присутствуют пирит, марказит, пирротин, халькопирит, сфалерит, реже галенит, арсенопирит, пираргирит, аргентит, блеклые руды, минералы марганца.

В гранитах и на их экзоконтактах отмечаются также месторождения олова, в основном касситерит-кварцевой и касситерит-силикатно-сульфидной формаций. Выделяются вулканогенные месторождения олова — Невское, Хета, Днепровское среди эффузивов или субвулканических образований.

На Чукотке среди позднемеловых липаритов располагаются ртутные месторождения Пламенное, Матачингайское, рудопроявления Омрелькай и Пькарваам, в зонах дробления среди песчаников триаса Палянского месторождение и др. Вмещающие породы тоже пропилизитизированы, окварцованы, каолинизированы и алунитизированы. В алунитах кроме ртути наблюдаются повышенные содержания золота и серебра, что указывает на их генетическую близость.

Формирование золоторудных месторождений происходило от поздней юры до палеогена и даже неогена, оловорудных — от позднего мела до палеогена.

Структуры разных порядков и разного типа в виде продольных и поперечных глубинных разломов, которые расчленяют пояс на зоны и блоки, а также вулканические и среди них концентрические структуры, обуславливают размещение различных рудных районов, полей и месторождений. В пределах пояса много рудопроявлений, что требует дальнейшего системного изучения структур, магматических, метасоматических и рудных формаций.

Сихотэ-Алинский вулканический пояс также входит в систему Восточно-Азиатских поясов и протягивается вдоль берегов Японского моря, уходя под Охотское море, и, по-видимому, сочленяется с Охотско-Чукотским вулканическим поясом. Сихотэ-Алинский пояс формировался вдоль зоны глубинных разломов северо-восточного — меридионального направления, косо секущих складчатые образования мезозоя, среди которых наиболее важен Береговой продольный шов. Другая особенность пояса — его расчлененность на блоки поперечными широтными разломами глубинного заложения (см. рис. 5).

В поднятых блоках, по Э.П. Изоху, образовались интрузивные комплексы кварцевых диоритов и монзонитов, а в сеноне — здесь имели место извержения кислых лав из вулканических очагов.

В палеоцене и эоцене в опущенных блоках и приразломных участках происходили излияния андезитов, а в поднятых — внедрение гранитоидов близкого, но несколько более позднего возраста. В неогене (плиоцене) снова проявился вулканизм сначала основного базальтового, а позднее и кислого состава. В четвертичное время также изливались лавы основного состава.

М.А. Фаворская, обстоятельно описавшая пояс, обращает внимание на интенсивное проявление вулканизма. Она полагает, что после внедре-

ния в сеноне многофазных интрузивных комплексов с участием гранитоидов, в позднем сеноне — date имело место излияние кислых вулкани- тов. Но с конца палеоцена происходили синхронные излияния в депрес- сиях и приразломных участках андезитов, а в участках воздымания — внедрение гранитоидных интрузивов. По данным В.А. Баскиной, возраст андезитов Дальневосточного месторождения составляет 62 — 65 млн. лет, а гранитов побережья Японского моря 61 — 65 млн. лет, т. е. возраст этих образований оказывается близким. Впрочем, возраст гранитов бух- ты Китовое Ребро, по приведенным данным, несколько моложе — 53 — 54 млн. лет.

Исследования этих авторов показали, что проявления вулканизма в пределах пояса происходили в различных тектонических условиях, причем в некоторых случаях они были связаны с поперечными зонами разломов и дробления, которые, видимо, обуславливали размещение рудоносных вулканогенно-интрузивных комплексов и служили крупными структур- ными барьерами распространения магматических образований (Бикин- ская, Сюркумская, Кавалеровская и другие зоны).

Кроме блоковых структур и вулканогенных комплексов, установлен- ных соотношениями продольных и поперечных тектонических зон, в пре- делах зоны Берегового шва широко развиты кольцевые структуры каль- дерного опускания с локализованными во многих из них рудоносными комплексами. Н.И. Лаврик, В.С. Иванов и Г.Н. Степанов описали крупную Дальнетаежную кольцевую структуру, несущую вулканогенное олово-по- лиметаллическое оруденение.

По данным Е.В. Быковской и других исследователей, продолжитель- ность и характер вулканической деятельности, различия состава вулкани- тов некоторых блоков, дифференцированность вулканических образова- ний, уровни глубинного магмообразования, характер разломов и режим образования вулкаников обуславливали их металлогеническую специализа- цию. Так, для металлогении Нижне-Амурского блока характерны золото, свинец, цинк; для Ольга-Тернейского — олово, свинец, цинк. В целом для Сихотэ-Алинского пояса отмечаются те же металлогенические осо- бенности, которые характерны для вулканогенных формаций Охотско- Чукотского пояса. Это — оловорудная минерализация в приподнятых бло- ках и вулканогенно-интрузивных комплексах и золото-серебряная, поли- металлическая и ртутная в вулканогенных комплексах в опущенных приразломных блоках. Однако оловянные рудопроявления вулканоген- ного типа, по В.П. Василенко, составляют не более 12 % всех рудопрояв- лений Сихотэ-Алинского пояса. С другой стороны, золоторудные проявле- ния, по-видимому, развиты шире, чем представлялось ранее.

Вулканический пояс Кордильер Северной Америки — вторичногео- синклинальный. В позднем триасе — средней юре здесь формировались раннегеосинклинальные формации зеленокаменных пород подводного вулканизма и андезит риолитовой формации, с которыми связаны колче- данные месторождения типа Куроко, известные на Аляске, в Британской Колумбии, Калифорнии. Период развития Кордильер от поздней юры до позднего мела является, по Ф.Б. Кингу, орогенным. В это время происхо-

дило формирование вулканогенно-интрузивных комплексов и связанных с ними медно-порфировых и штокверковых молибденовых месторождений. Однако в этой области во время более поздней (кайнозойской) тектоно-магматической активизации возникли медно-порфировые и молибденовые месторождения, отличить которые от мезозойских затруднительно.

Вулканический пояс Анд Южной Америки шириной в среднем 500 км расчленяется на продольные зоны, представленные меридиональными горст-антиклинориями, разделенными грабен-синклинориями (горные хребты и межгорные впадины). С востока на запад выделяются: полоса передовых прогибов; краевой массив Сьерра-Пампы (активизированная часть платформ); Восточные Кордильеры герцинской консолидации; Западные Кордильеры — зоны глубинных эвгеосинклинальных погружений в палеозое и мезозое, особенно в юре и мелу; Притихоокеанская зона погружений кайнозойского возраста.

Гранитные массивы имеют преимущественно поздне меловой и раннепалеогеновый возраст и размещаются в пределах инверсионных поднятий эвгеосинклиналей. Неоген-четвертичный вулканизм контролируется краевыми частями продольных грабенов и зонами глубинных разломов, что определяет ориентацию рудных поясов. Таким образом, в Андах следует выделить Андийский вторичногеосинклинальный вулканический пояс, представленный юрскими и меловыми вулканогенными толщами и поздне меловыми гранитоидами, и миоцен-плиоценовый пояс, который сложен наземными вулканитами, сопровождающимися более поздними малыми интрузиями пестрого состава. Этот пояс возник в результате процессов тектоно-магматической активизации [38].

Андийский вулканический пояс сложен породами офиолитового магматизма и более поздних, андезитовой и андезит-риолитовой формаций. К последним приурочены колчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения достаточно протяженного рудного пояса в северной части Чили и в Перу. Среди многих месторождений одно из крупнейших — Серро-де-Паско. Многочисленные медно-порфировые месторождения, часто приуроченные к трубкам взрыва, находятся в породах как мелового, так и палеогенового возраста. Поэтому выделять среди них мезозойские, так же как и в Кордильерах Северной Америки, затруднительно.

Вулканизм и оруденение областей мезозойской тектоно-магматической активизации представлены весьма широко как на древних платформах, так и в складчатых поясах. Наиболее обстоятельно эти вопросы рассмотрены А.Д. Щегловым [42], Е.Д. Карповой [15], В.И. Казанским, Ю.В. Комаровым и др.

Среди *активизированных платформ* следует отметить Алданский щит, область Становика-Джугджура, Сино-Корейский щит, Нигерийско-Сахарскую часть Африканской платформы, рифтовые зоны Восточной Африки, юго-восточную часть Китайской платформы и др. Магматические комплексы и оруденение весьма разнообразны. На Алданском щите вулканогенно-интрузивный комплекс, представленный массивами центрального типа, сложен породами преимущественно щелочного ряда и сопровожда-

ется золотым оруденением и флюоритовой минерализацией. В области Становика-Джугджура к вулканогенно-интрузивным магматическим комплексам (андезит-липарит-гранитоидным) приурочено золотое, молибденовое и полиметаллическое оруденение.

На Сино-Корейском щите вольфрамовые, оловянные, сурьмяные, ртутные и полиметаллические месторождения связаны с массивами гранитоидов и вулканогенными комплексами среднего и кислого состава.

На плато Джос целый ряд массивов центрального типа (кольцевого строения) сложен вулканогенно-интрузивным (липарит-щелочно-гранитным) комплексом пород, несущим олово-редкометалльную минерализацию.

Особенно крупными структурами являются Великие Африканские рифты с многочисленными вулканами и карбонатитовыми месторождениями. На рис. 15 приведена геологическая схема вулканического района Рунге, который находится в южном обрамлении Танганьикского щита (Юго-Западная Танзания). Рифтообразование на этой территории проявлялось дважды: в позднеюрское — раннемеловое и неоген-олигоценное время. Мезозойские вулканические покровы представлены лавами фонолитового, фонолит-трахитового, трахитового, трахиандезитового и базальтового состава с прослоями туфов и лавобрекчий. Вулканические жерловины выполнены трахитами, фонолитами, оливиновыми базальтами, агломератами, вулканическими брекчиями и пироклорсодержащими карбонатитами.

Неоген-олигоценные вулканические породы представлены также щелочными и оливиновыми базальтоидами, фонолитами, фонолитовыми трахитами. Но рудоносностью они отличаются от пород мезозойского возраста.

Тектоно-магматическая активизация складчатых областей проявлялась в Тихоокеанском, Урало-Монгольском, Средиземноморском тектонических поясах.

Эти области еще в большей степени отличаются общим сводово-глыбовым характером тектонических движений и образованием на этом фоне блоковых структур. В связи с различной интенсивностью и направленностью движений отдельных блоков формируются положительные антиклинальные и отрицательные депрессионные структуры разных порядков в зависимости прежде всего от масштаба разломов, которые расчленяют эти области на блоки и определяют их историю.

Общая особенность рассматриваемых областей — их континентальный режим, в связи с чем проявления вулканизма имеют преимущественно наземный характер, если не считаться с образованием внутренних, в частности кальдерных, водоемов.

Развивающиеся таким образом вулканогенные и вулканогенно-интрузивные и отчасти вулканогенно-осадочные комплексы имеют также свои особенности. Они выражены в более интенсивном проявлении кислого порфирикового вулканизма и в несколько меньшем андезит-базальтового. Типична также контрастность продуктов, составляющих отдельные комплексы, выражающаяся в проявлении основных, средних, кислых и суб-

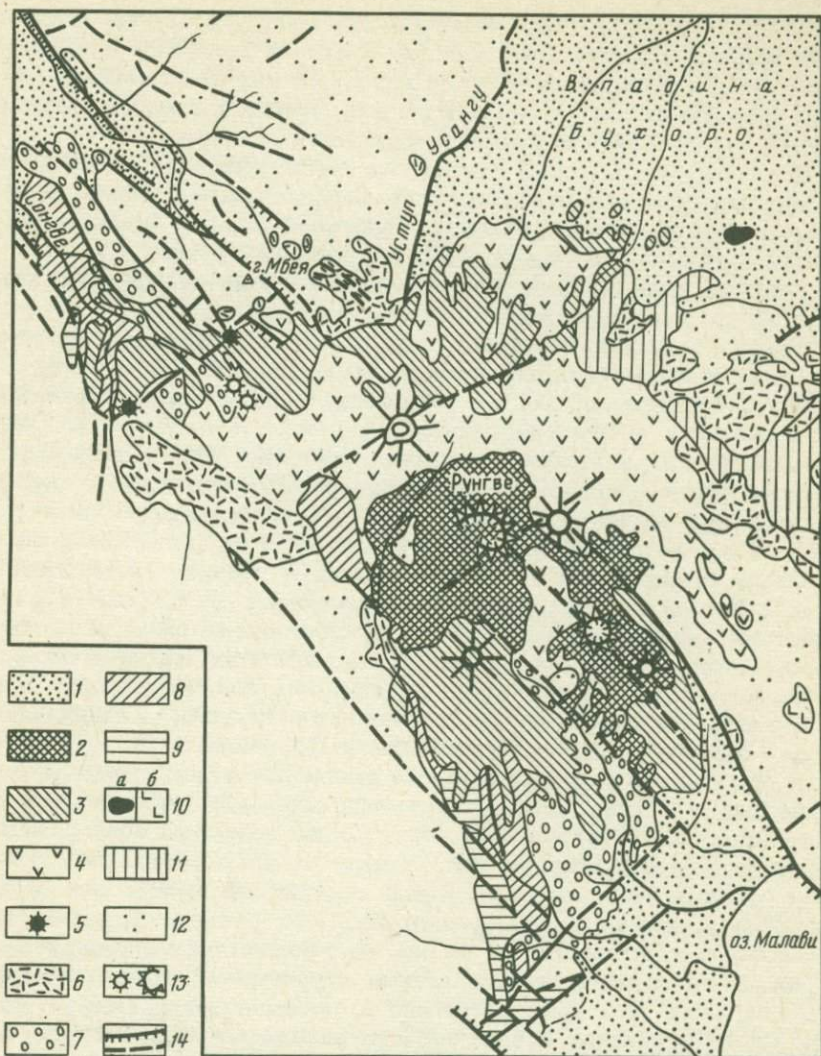


Рис. 15. Схема геологического строения вулканической области Рунгве. По В.Г. Пентелькову.

Рифтогенный чехол кайнозоя: 1 – пески, глины, алевроиты, диатомиты Q ; 2 – фолнитовые трахиты и щелочные базальтоиды Q_{3-4} ; 3 – оливиновые базальты и фолниты $N - Q_1$; 4 – щелочные базальтоиды и трахифолнитовые вулканиты N . Рифтогенно-платформенный чехол мезозоя: 5 – штоки карбонатитов K_1 ; 6 – вулканоплутонические образования и вулканогенные отложения $J_3 - K_1$ формации щелочных базальтоидов, трахифолнитовых вулканитов и карбонатитов; 7 – нерасчлененные вулканогенно-осадочные и осадочные отложения $J_3 - K_2$; 8 – красноцветные осадочные отложения J_3 . Платформенный чехол фанерозоя: 9 – угленосные отложения системы Карру; 10 – образования эффузивно-трапповой андезит-толеит-базальтовой (а) и интрузивно-трапповой габбро-долеритовой (б) формаций; 11 – отложения буанджи системы Букоба. Докембрийский фундамент: 12 – нерасчлененные метаморфические и магматические образования. Структуры: 13 – центральные вулканы и кальдеры, 14 – разломы

щелочных вулканитов. Для областей активизации указывается также и закономерный гомодромный порядок эволюции продуктов вулканизма от основных к кислым — это же характерно для так называемых полуплатформенных зон. На поздних стадиях развития, главным образом для даек, устанавливается эволюция от кислых к основным.

Петрографический состав рудоносных комплексов — андезитобазальты, андезитдациты-дациты-трахидациты, липаритодациты-липариты. В отдельных случаях трахитоидность и субщелочной характер бывают не выражены, в очень редких случаях выражены более интенсивно.

В других, тоже редких случаях комплексы ограничены средним андезитовым или андезитдацитовым составом без липаритов.

Фации — жерловая, покровная, субвулканическая, дайковая. Нередко представлена фация поздних гипабиссальных интрузий. Слабая выраженность субвулканической или дайковой фации является признаком слабой продуктивности комплекса. Дифференцированность и фациальная расчлененность — положительные признаки. Проявление тех или иных фаций отражает фации глубинности: жерлово-покровная характеризует малый масштаб оруденения или его верхние части, субвулканическая, переходная к малым интрузиям, и дайковая фации могут указывать на большие масштабы оруденения и более значительный его размах по вертикали.

А.Д. Щеглов и другие исследователи различают два главных типа активизации — отраженную и автономную. Областям автономной активизации свойственны сводовые поднятия, где выделяется стадия их образования, затем разламывания сводов с появлением разломов и впадин. При этом в ядрах сводов формируются гранитные интрузивы, а в понижениях свода — базальт-липаритовые вулканогенные формации.

В других случаях, где развиваются ранние наложенные впадины, выполненные в нижних частях вулканогенно-осадочными отложениями, а в верхних вулканогенными, происходят поздние поднятия с образованием гранитоидов. Такие впадины И.Н. Томсон называет обращенными. Вообще области тектоно-магматической активизации отличаются более широким распространением гранитоидных интрузивных формаций по сравнению с вулканогенными, но они часто бывают обособленными синхронными и характеризуются своими структурно-морфологическими особенностями. Это ярко проявлено в сводово-глыбовых структурах Восточного Забайкалья. Прежде всего это выражается в различных порядках сводово-блоковых поднятий, а также в скрытых разломах фундамента, которые часто становятся структурными барьерами. Вулканогенные формации, контролируясь зонами глубинных разломов, нередко нацело выполняют наложенные впадины без участия глубинных интрузий. Важная закономерность областей активизации — развитие очаговых вулканических структур, иногда цепочкообразных.

Наиболее детально изучены вулканизм и оруденение Забайкалья А.Д. Щегловым, И.Н. Томсоном, Ц.О. Очировым, Ж.В. Семинским и др. С этапом мезозойской тектоно-магматической активизации в этой рудной провинции связано образование золоторудных, молибденовых, оловорудных, полиметаллических, флюоритовых и других месторождений. Многие

из них приурочены к вулcano-тектоническим депрессиям и полям развития трубок взрыва. Однако следует заметить, что для многих месторождений связь оруденения с вулканизмом остается слабоизученной или невыясненной.

ВУЛКАНИЗМ И ОРУДЕНЕНИЕ КАЙНОЗОЯ

Кайнозойский вулканизм достаточно широко проявлен в зонах альпийской складчатости и в Тихоокеанском кольце. В обеих указанных складчатых системах вулканические пояса являются наложенными. Одновременно с этим развивался внутриконтинентальный, преимущественно трахибазальтовый вулканизм, связанный с развитием сводовых поднятий и рифтовых зон.

В Тихоокеанском кольце возникли вулканические пояса Камчатки, Курил, Суматры, Новой Зеландии и др. В поздне меловое — неогеновое время Камчатка представляла собой часть крупной эвгеосинклинальной области, образованной на океаническом дне у границы шельфа и океана. Для этой геосинклинали характерны закономерная смена (омоложение возраста) и изменение состава вулканогенных формаций по мере приближения к океану.

На ранней стадии развития геосинклинали отлагались породы спилит-кератофировой формации. Затем формировались островные дуги с андезитовым вулканизмом (базальт-андезит-липаритовая и щелочная оливин-

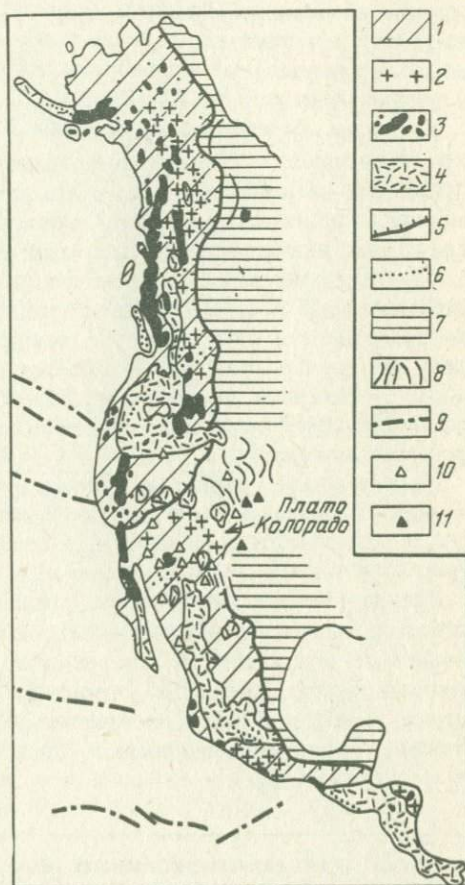


Рис. 16. Области тектоно-магматической активизации Кордильер Северной Америки. По Г.А. Твалчрелидзе.

1 — отложения палеозоя и мезозоя; 2 — выходы метаморфического фундамента; 3 — мезозойские гранитоиды; 4 — кайнозойские вулканические породы; 5 — граница геосинклинали Кордильер; 6 — цепи современных и недавних вулканов; 7 — Северо-Американская платформа; 8 — области тектоно-магматической активизации окраин платформы; 9 — разломы дна океана; 10 — медно-порфировые месторождения; 11 — штокверковые молибденовые месторождения

базальтовая формации). Для завершающего этапа возникновения Камчатской геосинклинали (плиоцен-четвертичное время) характерны контрастные базальт-дацитовые серии вулканогенных пород. В некоторых кальдерных районах базальт-дацитовые толщи имеют концентрическое строение по площади. Внешняя, более ранняя зона сложена в основном базальтами с подчиненными игнимбритами. В средней зоне преобладают дациты и присутствуют игнимбриты. Внутренняя зона (поздняя) является липарит-дацитовой, по А.Е. Шанцеру.

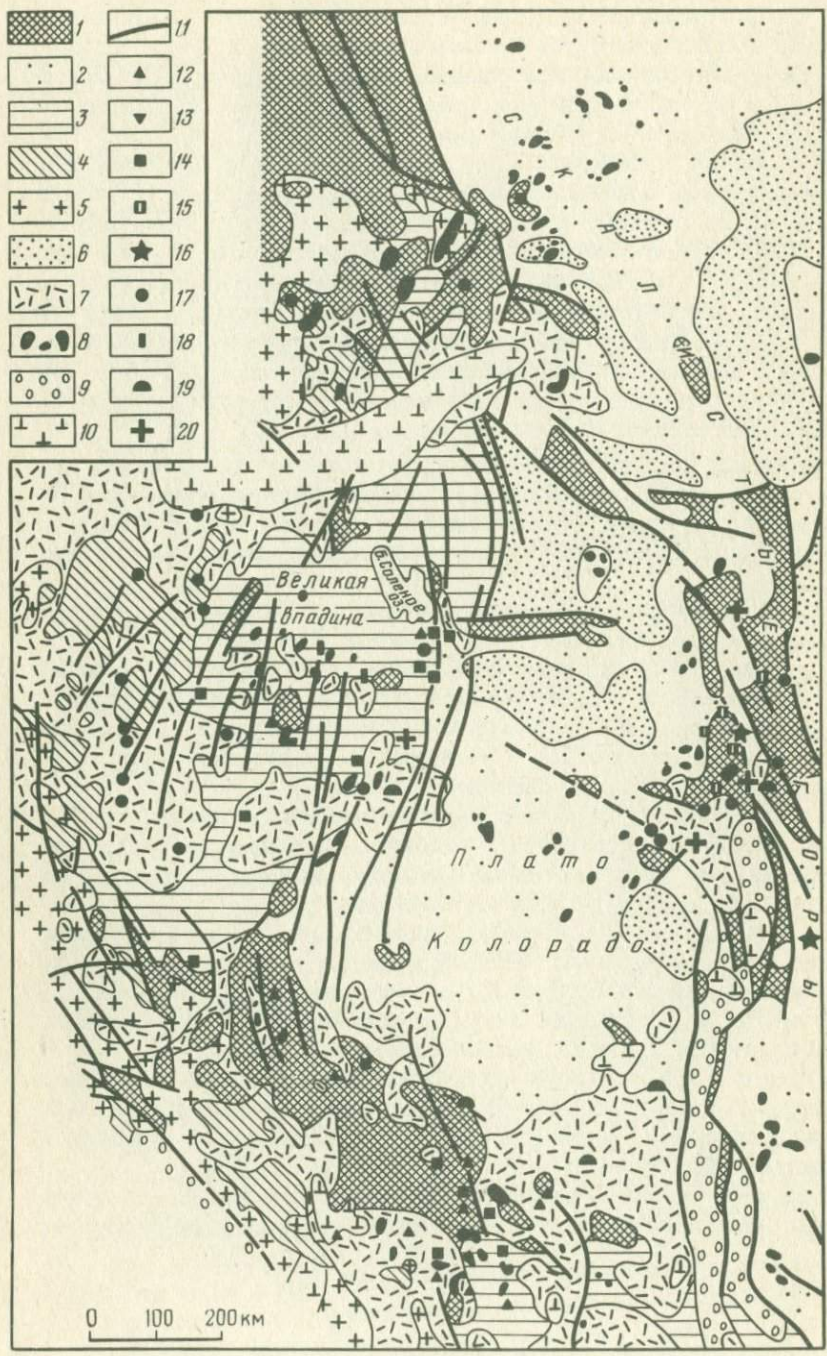
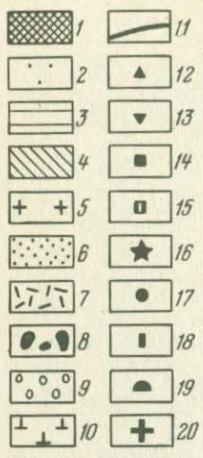
Эволюция вулканизма Курильских островов хорошо изучена на примере некоторых кальдер. Формирование их происходило в три этапа: образование щитообразного вулкана, возникновение кальдеры и экстружий или вулканических конусов в посткальдерный период. В предкальдерный этап вначале извергаются лавы основного состава, затем среднего и в значительную фазу выбрасываются пемзы и спекшиеся туфы кислого состава. В посткальдерный период последовательность извержения лав происходит в одних случаях гомодромно, в других — антидромно. Лавы кальдерных вулканов представлены непрерывным эволюционным рядом от базальтов до риолитов, что объясняется кристаллизационной дифференциацией известково-щелочной магмы при значительном участии процессов ассимиляции.

Вулканогенное оруденение Камчатки, Курильских островов и других районов Тихоокеанского кольца и Средиземноморского пояса представлено золото-серебряными, полиметаллическими, ртутными, мышьяково-сурьмяно-ртутными, серными и другими месторождениями.

Вулканогенное оруденение кайнозойской тектоно-магматической активизации является главным в металлогении Тихоокеанского пояса Американского континента. В это время возникли крупнейшие медно-порфировые (Чили, Перу, США), штокверковые молибденовые (США), золото-серебряные (США), оловянно-серебряные (Боливия), полиметаллические, урановые, бериллиевые (США, Мексика), флюоритовые и другие месторождения.

Рис. 17. Схема размещения главных типов эндогенных месторождений в Калифорнийско-Колорадском секторе Северо-Американских Кордильер. По Е.Д. Карповой.

1 — докембрийский кристаллический фундамент; 2 и 3 — чехол Северо-Американской плиты ($\epsilon - K_1$); 2 — с глыбовыми деформациями (Скалистые Горы), 3 — с глыбово-складчатыми деформациями; 4 — геосинклинально-складчатые структуры Кордильер; 5 — гранитные батолиты (мезозойские); 6 — межгорные и предгорные впадины Скалистых гор (эоценовые); 7 — наземные вулканы среднего и кислого состава (миоценовые); 8 — гранитоидные, частью щелочные интрузии (эоценовые и миоценовые); 9 — рифтовые впадины Скалистых гор (плиоценовые), 10 — базальты (плиоцен-четвертичные); 11 — разрывные нарушения. Главные типы эндогенных месторождений: 12 — медно-порфировые, 13 — жильные кварц-медные (энригитовые), 14 — полиметаллические, преимущественно в карбонатных породах, 15 — жильные серебро-свинцовые с цинком, золотом, часто с ураном, 16 — кварц-молибденовые, 17 — золоторудные и золото-серебряные, 18 — бериллиевые (берtrandитовые), 19 — урановые, 20 — флюоритовые



В Северо-Американских Кордильерах в кайнозой были активизированы как древняя платформа (область плато Колорадо и Скалистых гор), так и складчатые области. В результате активизации возник протяженный рудоносный вулканический пояс (рис. 16). Исключительно интересным оказался Калифорнийско-Колорадский сектор этого пояса (рис. 17).

Активизация происходила в три этапа: поздний мел-эоценовый, олигоцен-миоценовый и неоген-четвертичный. По Ч.А. Андерсону, О. Твето и другим исследователям, первому этапу соответствует вулканогенно-интрузивный гранит-порфировый комплекс с возрастом 70 — 60 млн. лет; второму — вулканогенный комплекс с субвулканическими интрузиями андезит-диорит-риолитового, реже щелочного состава с возрастом 30 — 25 млн. лет и неоген-четвертичному — тоже вулканогенный комплекс: покровы и лакколиты преимущественно основного состава с возрастом около 10 млн. лет. Перечисленные комплексы пород встречаются в различных местах региона.

Оруденение представлено медно-порфировыми, штокверковыми молибденовыми, золото-серебряными, полиметаллическими, урановыми, бериллиевыми, ртутными, флюоритовыми и другими месторождениями. Особенно богат Поперечный рудный пояс Колорадо, секущий Скалистые горы.

Кратко рассмотрев эволюцию вулканизма и вулканогенного оруденения в истории развития земной коры, необходимо отметить:

1) вулканогенные месторождения возникали на протяжении всей истории формирования земной коры (от архея до современной эпохи);

2) в докембрии образовались крупнейшие железорудные и железомарганцевые, полиметаллические, колчеданные (с золотом) и сульфидные медно-никелевые месторождения;

3) в палеозойских эвгеосинклинальных складчатых поясах на ранней стадии развивались колчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения, а на этапе орогенного развития — медно-порфировые, полиметаллические, золоторудные, флюоритовые и др.;

4) с мезозойским вулканизмом складчатых областей связано формирование медноколчеданных, медно-порфировых, молибденовых, полиметаллических, золото-серебряных, оловорудных, ртутных, флюоритовых и других месторождений, а также медно-никелевых, железорудных, редкометальных и других на древних платформах;

5) кайнозойская эпоха особенно богата медно-порфировыми, молибденовыми, золото-серебряными, оловянно-серебряными, колчеданными, полиметаллическими, редкометальными, ртутными, флюоритовыми и другими месторождениями;

6) по мере развития земной коры (от древних эпох к молодым) вулканогенные месторождения становились все более разнообразными.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Районы распространения вулканогенных формаций обладают сложным геологическим строением и многоэтапной историей формирования. Изучение их весьма трудоемко. Поэтому еще встречаются случаи, когда исследователи Казахстана, Средней Азии и других регионов считают месторождения вулканогенными лишь на основе пространственной приуроченности их к вулканическим сооружениям, полагают, что месторождения связаны с вулканизмом вообще, а не с конкретными вулканогенными комплексами, специализированными на определенный тип оруденения. Такой подход формален, поверхностен. В процессе геологического картирования необходимо выявлять конкретные рудоносные магматические комплексы и изучать закономерности развития их во времени и размещения в пространстве (связь с глубинными разломами, блоковым строением территории и др.).

Фациальное расчленение вулканогенных образований является необходимым элементом исследования рудоносных комплексов и деталей геологического строения вулканических сооружений. Особый интерес представляет изучение вулканогенно-интрузивных магматических комплексов и гипабиссальных гранитоидных массивов, комагматичных вулканитам. В таких комплексах сопряжены вулканические и плутонические магматические образования, с одной стороны, и вулканогенное и плутоногенное оруденение — с другой. Однако следует заметить, что вулканогенно-интрузивные комплексы обширных областей Казахстана, Средней Азии, южного обрамления Сибирской платформы изучены недостаточно. Крупные гранитные массивы, особенно в Казахстане, объединены некоторыми исследователями в единые комплексы с вулканическими покровами липаритовой формации девона без достаточных оснований.

Описанные ранее комплексы самостоятельных малых интрузий в отдельных районах оказываются субвулканической фацией вулканогенных комплексов. В связи с этим необходимо пересмотреть геологическое строение и магматизм рудных районов, особенно Дальнего Востока, Приморья, Северо-Востока СССР и других территорий. Необходимо отделить комплексы действительно самостоятельных малых интрузий и даек от вулканических комплексов и изучить дополнительно их рудоносность. Это положение имеет важное металлогеническое, а следовательно, и практическое значение. От результатов такого исследования зависят направление и эффективность поисковых работ в рудных поясах и районах.

Некоторые вопросы образования вулканогенных месторождений остаются дискуссионными. Имеющийся фактический материал не позволяет в настоящее время сделать однозначные выводы о генезисе, например, уральских и рудно-алтайских медноколчеданных, колчеданно-полиметаллических и полиметаллических месторождений, их полигенности и связи с магматизмом. Поэтому необходимо дальнейшее углубленное исследование этапности и стадийности формирования руд не только в указанных, но и в других районах с вулканогенными месторождениями.

Изучение рудоносности вулканогенных формаций способствовало

открытию многих промышленных месторождений цветных, благородных, редких металлов, а также неметаллических полезных ископаемых. Однако рассматриваемая проблема еще далека от полного решения. Выявление новых закономерностей формирования и размещения рудных месторождений приведет к дальнейшему повышению эффективности геолого-поисковых и разведочных работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баймухамедов Х.Н., Бородин Ю.В. Позднеорогенный вулканизм и металлогения Кураминской подзоны. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 8. Орогенная металлогения. М., 1981, с. 191—199.
2. Белькова Л.Н., Огнев В.Н., Семенов А.И. Две гипотезы о генезисе полиметаллического оруденения на Алтае. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1954, № 1, с. 30—39.
3. Берман Б.И. Криптовулканическая мобилизация и ее роль в создании рудосных комплексов. — Сов. геология, 1973, № 4, с. 24—36.
4. Билибин Ю.А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., Гостеолтехиздат, 1955.
5. Бобохов А.С. Магматогенные брекчии кислого состава колчеданных месторождений Южного Урала. М., Наука, 1976.
6. Бородаевская М.Б., Кривцов А.И., Ширый Е.П. Основы структурно-формационного анализа колчеданосных провинций. М., Недра, 1977.
7. Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование / Под ред. С.И. Набоко. М., Недра, 1974.
8. Вулканизм и рудообразование / Под ред. Тацуо Тацуми. М., Мир, 1973.
9. Вулканогенные колчеданно-полиметаллические месторождения (на примере Рудного Алтая) / Под ред. Г.Ф. Яковлева. М., Изд-во МГУ, 1978.
10. Глобальные закономерности размещения крупных рудных месторождений / М.А. Фаворская, И.Н. Томсон, В.А. Баскина и др. М., Недра, 1974.
11. Горжевский Д.И., Микунов М.Ф., Филатов Е.И. О металлогеническом значении срединных массивов (на примере свинцово-цинковых месторождений). — В кн.: Тектоника срединных массивов. М., 1976, с. 109—116.
12. Горжевский Д.И., Ручкин Г.В. Об эволюции колчеданного и свинцово-цинкового оруденения в докембрии. — В кн.: Проблемы металлогении докембрия. Л., 1976, с. 197—205.
13. Дзюценидзе Г.С., Твалчрелидзе Г.А. О классификации вулканогенных месторождений. — В кн.: Проблемы эндогенного рудообразования и металлогении. Новосибирск, 1976, с. 7—16.
14. Ициксон М.И. Металлогеническая зональность Тихоокеанского сегмента Земли. М., Недра, 1979.
15. Картова Е.Д. Металлогения областей тектоно-магматической активизации. — В кн.: Проблемы региональной металлогении. Л., 1973, с. 62—101 (Тр. ВСЕГЕИ. Новая серия, т. 191).
16. Котляр В.Н. Вулканогенные гидротермальные месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., 1968, с. 490—543.
17. Коптев-Дворников В.С., Яковлева Е.Б., Петрова М.А. Вулканогенные породы и методы их изучения. М., Недра, 1967.
18. Кривцов А.И. Количественные аспекты проблемы источников вещества рудных месторождений. — Геол. рудн. месторождений, 1981, № 5, с. 3—18.
19. Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М., Недра, 1964.
20. Лаверов Н.П., Толкунов А.Е. Рудовмещающие структуры месторождений палеовулканогенных областей. — В кн.: Геологические структуры эндогенных рудных месторождений. М., 1978, с. 41—68.
21. Луцицкий И.В. Основы палеовулканологии. Т. 2. Древние вулканы. М., Наука, 1971.
22. Медно-молибденовая рудная формация (на примере Сибири и сопредельных регионов) / Под ред. В.А. Кузнецова. — Тр. Института геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 319. Новосибирск, Наука, 1977.
23. Металлогения докембрия и металлогенические эпохи / Т.В. Билибина, К.О. Кратц, Н.П. Лаверов и др. — В кн.: Проблемы металлогении докембрия. Л., 1978, с. 3—29.
24. Многократная интрузия и минерализация месторождения Клаймакс в штате Колорадо / С.Р. Уоллес, Н.К. Мункастер, Д.С. Джонсон и др. — В кн.: Рудные месторождения США. Т. 2. М., 1973, с. 217—260.

25. *Нагибина М.С.* О тектонической природе и структурном положении Охотско-Катазиатского вулканического пояса. — В кн.: Вулканические и вулканоплутонические формации. М., 1966 (Тр. II Всесоюз. вулканологического совещания. Т. 2).

26. *Невский В.А.* Кольцевые разрывы и их роль в процессе формирования эндогенных месторождений. — Геол. рудн. месторождений, 1973, № 5, с. 3–18.

27. *Основные черты строения и металлогении Охотско-Чукотской области / Р.Б. Умитбаев, А.И. Садовский, А.А. Сидоров и др.* — Сов. геология, 1981, № 9, с. 77–88.

28. *Основы прогноза золото-серебряного оруденения в вулканических областях / М.М. Константинов, Н.Н. Зарудный, Т.Н. Косовец и др.* — Сов. геология, 1981, № 2, с. 29–42.

29. *Палеовулканические реконструкции.* — Тр. Института геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 301. Новосибирск, Наука, 1976.

30. *Попов В.Е.* Вулканогенно-осадочные месторождения. Л., Недра, 1979.

31. *Рундквист Д.В., Розинев М.И.* Анализ эволюционных рядов вулканических формаций орогенных областей с целью прогнозирования оруденения. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 8. Орогенная металлогения. М., 1981, с. 96–107.

32. *Свешникова Е.В.* Магматические комплексы центрального типа. М., Недра, 1973.

33. *Связь магматизма и эндогенной минерализации с блоковой тектоникой / М.А. Фаворская, И.Н. Томсон, Р.Г. Иванов и др.* М., Недра, 1969.

34. *Скрипченко Н.С.* Гидротермально-осадочные сульфидные руды базальтоидных формаций. М., Недра, 1972.

35. *Смирнов В.И.* Колчеданные месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., 1968, с. 586–647.

36. *Смирнов В.И.* Геология полезных ископаемых, М., Недра, 1976.

37. *Старостин В.И.* Структурно-петрофизический анализ эндогенных рудных месторождений. М., Недра, 1979.

38. *Твалчрелидзе Г.А.* Металлогенические особенности главных типов вулканических поясов. М., Недра, 1977.

39. *Теоретические проблемы вулканоплутонических формаций и их рудоносности.* М., Наука, 1969 (Тр. I сессии Всесоюз. симпозиума).

40. *Туговик Г.И.* Эксплозии и рудный процесс. М., Недра, 1974.

41. *Шарпенко Л.Н.* Магматогенные кольцевые структуры. Л., Недра, 1979.

42. *Щеглов А.Д.* Металлогения областей автономной активизации. Л., Недра, 1968.

43. *Шерба Г.Н.* Колонна преобразования земной коры. Алма-Ата, Наука, 1975.

44. *Эволюция вулканизма в истории Земли: Материалы Первого Всесоюзного палеовулканического симпозиума.* М., 1973.

45. *Яковлев Г.Ф.* Вулканогенные структуры рудных полей. — Геол. рудн. месторождений, 1979, № 3, с. 3–18.

46. *Яковлев Г.Ф., Хисамутдинов М.Г., Демин Ю.И.* Полигенность и полихронность колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. — Геол. рудн. месторождений, 1975, № 3, с. 66–77.

47. *Яковлев Г.Ф., Яковлева Е.Б.* Рудоносные флюид-порфировые комплексы Юго-Западного Алтая. — Вестн. МГУ. Сер. геол., 1973, № 2.

48. *Яковлев П.Д.* Структурные типы рудных полей и месторождений, связанных с вулканогенными формациями. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 7, с. 32–53.

49. *Large R.R.* Chemical Evolution and Zonation of Massive Sulfide Deposits in Volcanic Terrains. Econ. Geol., vol. 72, N 4, 1977, pp. 549–572.

50. *Wallace S.R., MacKenzie W.B., Blair R.G., Muncaster N. K.* Geology of the Urad and Henderson Molybdenite Deposits, Clear Creek County, Colorado, with a Section on a Comparison of These Deposits with Those at Climax, Colorado. Econ. Geol., vol. 73, N 3, 1978, pp. 325–368.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава I. Вулканогенные формации, комплексы и формационный анализ рудноносных палеовулканических образований	5
Вулканогенные формации и сущность формационного анализа	5
Вулканические комплексы, типы и особенности формирования	11
Вулканогенные комплексы и рудные районы	21
Глава II. Фации и фациальный анализ вулканогенных образований	22
Фации вулканогенных комплексов	22
Фациальный анализ вулканогенных образований	24
Относительная глубина образования различных фаций вулканогенных пород	25
Вулканические брекчии, их типы	26
Флюид-порфировые породы рудоносных вулканогенных комплексов	30
Криптовулканические образования	31
Соответствие фаций глубинности вулканогенных комплексов и гидро- термальных месторождений	32
Глава III. Геологические структуры вулканогенных комплексов	33
Особенности вулканических структур и их масштабность	33
Блоковые и очаговые структуры вулканогенных комплексов	33
Региональные разломы, расчленяющие структурные блоки	38
Развитие фокусированных напряжений и вулканических структур	39
Позднейшие структуры вулканогенных комплексов	42
Глубина и характер вулканических очагов	42
Структуры рудоносных древних вулканов и трубок взрыва	44
Глава IV. Рудоносность вулканогенных комплексов и вулканогенные мес- торождения	47
Пространственное размещение вулканических центров и месторождений	48
Природа и критерии связи эндогенного оруденения с вулканогенными комплексами	50
Многоэтапность рудной минерализации	52
Промежуточные гидротермально-инфильтрационные месторождения с признаками проявления эндогенного гидротермального и экзогенного процессов	53
Глава V. Типы вулканогенных месторождений	53
Вулканические месторождения	53
Субвулканические месторождения	55
Глубинно-вулканические месторождения	60
Вулканогенно-осадочные месторождения	63
Сложные полигенные колчеданно-полиметаллические месторождения	65

Глава VI. Вопросы генезиса вулканогенных месторождений. Относительные глубины вулканогенно-гидротермального рудообразования	68
Роль газов и воды в вулканическом процессе	70
Влияние состава и структуры вулканогенных комплексов на рудную минерализацию	72
Проявление ликвационного типа оруденения в вулканогенных комплексах	73
Гидротермальное изменение пород	74
Полигенность и полихронность вулканогенных месторождений	77
Об источниках рудных веществ вулканогенных месторождений	80
Глава VII. Эволюция вулканизма и вулканогенного оруденения в истории формирования земной коры	82
Вулканизм и оруденение докембрия	82
Вулканизм и оруденение палеозоя	84
Вулканизм и оруденение мезозоя	90
Вулканизм и оруденение кайнозоя	99
Заключение	103
Список литературы	105
Оглавление	107

**ВАСИЛИЙ НИКИТОВИЧ КОТЛЯР,
ПАВЕЛ ДАНИЛОВИЧ ЯКОВЛЕВ**

ВУЛКАНИЗМ И ОРУДЕНЕНИЕ

Редактор издательства Н.М. Дмуховская
Обложка художника Ю.П. Трапакова
Художественный редактор Е.Л. Юрковская
Технический редактор Л.С. Гладкова
Корректор К.И. Савенкова
Оператор Н.В. Бондаренко

ИБ № 5005

Подписано в печать 11.01.84. Т-02031. Формат 60X90 1/16. Бумага офсетная № 2. Набор выполнен на наборно-пишущей машине типа ИБМ "Композер". Печать офсетная. Усл. печ. л. 7,0. Усл. кр.-отт. 7,37. Уч.-изд. л. 8,63. Тираж 725 экз. Заказ 1181 /9062-4. Цена 1 р. 40 к.

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

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

ВНИМАНИЮ ЧИТАТЕЛЕЙ!

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ "НЕДРА"
ГОТОВЯТСЯ К ПЕЧАТИ НОВЫЕ КНИГИ

БУРМИН Ю.А. Геология металлоносных кор выветривания. 1984. — 20 л. — 1 р. 40 к.

Рассмотрены геология и геохимия элювиальных россыпей и остаточных месторождений, их вещественный состав, условия формирования и распространения. Показана роль элювиальных россыпей и остаточных месторождений в мировом балансе запасов и добыче черных, цветных, редких, малых и благородных металлов, алмазов, полудрагоценных камней и дан обзор минерально-сырьевой базы континентов. Типы месторождений кор выветривания классифицированы по ведущим рудным минералам, даны характеристики каждого типа. Материалом для книги послужили исследования металлоносных кор выветривания в различных регионах СССР (Урал, Казахстан, Сибирь, Русская платформа и др.).

Для геологов, занимающихся поисками, разведкой и оценкой россыпных месторождений.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ полезные ископаемые СССР: Справочное пособие. / Под ред. В.П. Петрова. 1984. — 40 л. — 2 р. 50 к.

Обобщены сведения об основных закономерностях распространения и локализации неметаллических полезных ископаемых в осадочных, магматогенных и метаморфических образованиях СССР и его регионов, их классификации и специализации. Охарактеризованы основные промышленные виды неметаллических полезных ископаемых, особенности их минерального состава и физико-химических свойств, генетические и промышленные типы по провинциям и районам. Приведен геолого-экономический анализ состояния сырьевой базы неметаллических полезных ископаемых СССР, проанализирована их роль в научно-техническом прогрессе страны.

Для специалистов, занимающихся геологией и промышленным использованием нерудных полезных ископаемых.

ОСКОЛКОВ В.А. Облицовочные камни месторождений СССР: Справочное пособие. 1984. — 20 л. — 3 р.

Приведены физико-механические свойства и декоративные особенности облицовочных камней, указаны области возможного их применения в строительстве. Дан обзор состояния сырьевой базы облицовочных камней СССР. Освещены способы разработки месторождений и приведены рекомендации по комплексному использованию сырья. Рассмотрены геологические и минералого-структурные особенности горных пород, используемых для облицовочных целей, вопросы технологии переработки облицовочных камней. Книга содержит цветные иллюстрации облицовочных камней более 100 месторождений.

Для геологов производственных организаций, архитекторов, строителей. Может быть рекомендована широкому кругу читателей, интересующихся цветными камнями.

ПРИНЦИПЫ прогноза и оценки месторождений полезных ископаемых/ Под ред. В.Т. Покалова. — 2-е изд., перераб. и доп. 1984. — 40 л. — 2 р. 70 к.

Рассмотрены принципы и методические приемы регионального и локального прогнозирования различных видов минерального сырья, принципы рудоформационного анализа, критерии прогноза и оценки месторождений. По сравнению с первым изданием (1977 г.), где проанализированы месторождения редких металлов, молибдена, олова, вольфрама, бора, фтора, слюды, железа, хромитов, бокситов и комплексных месторождений формации карбонатитов, второе издание дополнено сведениями о медных, свинцово-цинковых, никелевых и некоторых других видах минерального сырья. Основное внимание уделено методике составления крупномасштабных прогнозных карт и количественной прогнозной оценке различных типов месторождений полезных ископаемых.

Для геологов, занимающихся прогнозированием, поисками и оценкой месторождений полезных ископаемых.

САРКИСЯН С. Ш., СВЯТЛОВСКИЙ А.Е., БРЫЗГАЛИНА С.П. Геологические основы вулканогенного рудообразования. 1984. — 20 л. — 3 р. 40 к.

Рассмотрены роль вулканизма в формировании и развитии земной коры, основные черты развития вулканизма во времени и в пространстве. Охарактеризованы породы, измененные под воздействием вулканических процессов, наиболее характерные вулканогенные месторождения рудных (сурьма, ртуть, олово, медь, цинк, свинец, золото и др.) и нерудных (бор, фосфориты, сера, давсонит и др.) полезных ископаемых и дана их классификация, выделены региональные и околорудные типы изменений. Разработаны модели процессов формирования полезных ископаемых, приемы минерогенического картирования и принципы прогноза вулканогенных месторождений, изложены вопросы эволюции рудообразования и закономерности размещения полезных ископаемых, выделены главные типы минерогенических зон, основные поисковые и оценочные критерии.

Для геологов научно-исследовательских и производственных организаций.

ЧЕРЕПОВСКИЙ В.Ф. Угольные бассейны региона Байкало-Амурской магистрали. 1984. — 12 л. — 65 к.

Обобщен большой фактический материал геологоразведочных и научно-исследовательских работ по геологическому строению и угленосности сопредельных территорий Байкало-Амурской магистрали. Выделены угленосные районы, даны характеристики всех известных в них бассейнов и месторождений угля, установлены основные закономерности их размещения. Охарактеризованы стратиграфия и тектоника угленосных отложений, приведены петрографический и химический составы углей, их технологические свойства. Даны прогнозная оценка угленосных площадей и рекомендации для постановки дальнейших геологоразведочных и научно-исследовательских работ на твердые горючие ископаемые в рассматриваемом регионе.

Для геологов, занимающихся поисками и разведкой полезных ископаемых в регионе Байкало-Амурской магистрали и сопредельных территорий.

Интересующие Вас книги Вы можете приобрести в местных книжных магазинах, распространяющих научно-техническую литературу, или заказать через отдел "Книга — почтой" магазинов:

№ 17 — 199178, Ленинград, В.О., Средний проспект, 61;

№ 59 — 127412, Москва, Коровинское шоссе, 20.

1 р. 40 к.

$\frac{103}{2}$

4138

НЕДРА