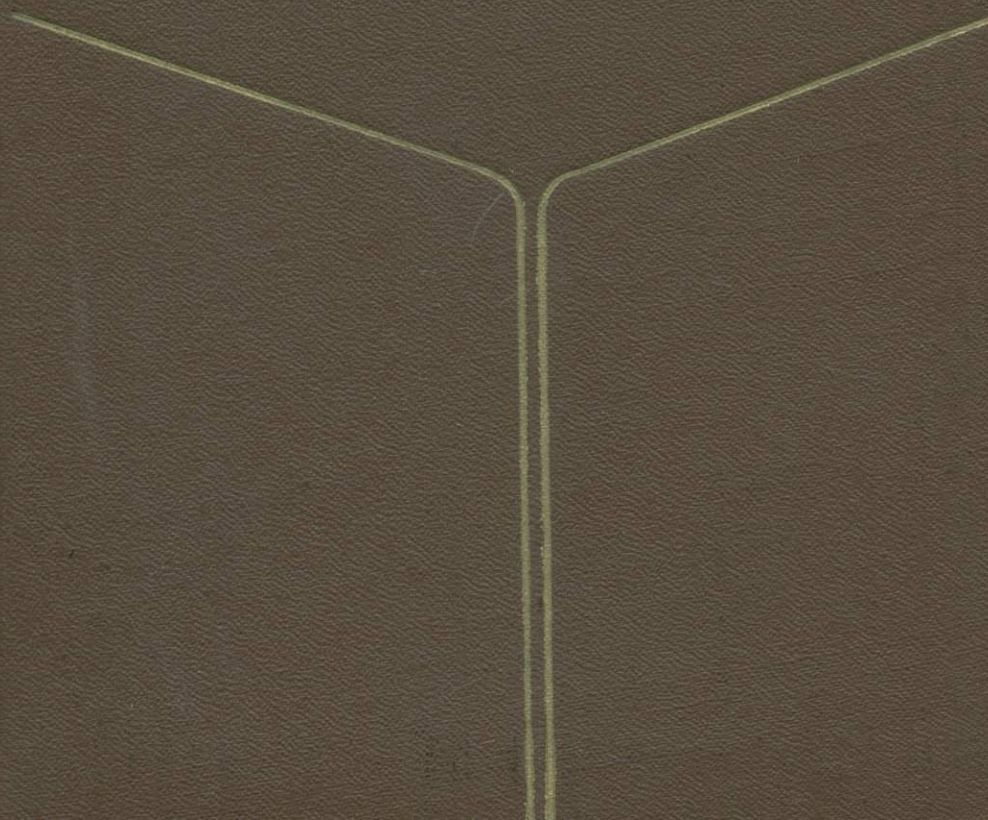


С.Ш. Саркисян
А.Е. Святловский
С.П. Брызгалина

**ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ
ОСНОВЫ
вулканогенного
рудобразования**



С.Ш. Саркисян
А.Е. Святловский
С.П. Брызгалина

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ вулканогенного рудообразования

4509



МОСКВА «НЕДРА» 1984



Саркисян С. Ш., Святловский А. Е., Брызгалина С. П. Геологические основы вулканогенного рудообразования.— М., Недра, 1984, 237 с.

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 минерагенического картирования и принципы прогноза вулканогенных месторождений, изложены вопросы эволюции рудообразования и закономерности размещения полезных ископаемых, выделены главные типы минерагенических зон, основные поисковые и оценочные критерии.

Для геологов научно-исследовательских и производственных организаций.

Табл. 1, ил. 23, список лит. — 50 назв.

Рецензент д-р геол.-минер. наук *М. Г. Руб* (ИГЕМ АН СССР)

В познании закономерностей формирования и размещения рудных месторождений, образованных в результате вулканической деятельности, достигнуты значительные успехи. Известно большое разнообразие вулканогенных месторождений по составу, условиям образования, формам связи с вулканической деятельностью и пространственным соотношениям с вулканическими структурами различного ранга.

Достижения советской науки в этой области связаны с именами А. Н. Заварицкого, Г. С. Дзюценидзе, В. И. Смирнова, В. Н. Котляра, Г. Ф. Яковлева и других ученых. Крупный вклад в познание вулканогенного рудообразования внесли также зарубежные ученые Т. Ватанабе, Т. Тацуми, Е. Крауме, Х. Офтедаль и др.

К вулканогенным обычно относят месторождения, связанные с сохранившимися вулканическими аппаратами, мощными толщами вулканогенных пород и вулканическими процессами. Важным критерием для отнесения того или иного месторождения к классу вулканогенных является приуроченность его к вулканическим структурам — кальдерам, неккам, эксплозивным брекчиям и т. д.

Рассматривая вулканизм как самый высокий уровень магматической колонны, следует связывать с ним проявления рудной минерализации, представляющей единую рудно-магматическую систему, расчлененную на ряд уровней, сменяющих друг друга по вертикали и латерали.

Предлагаемая авторами схема размещения месторождений является идеализированной, хотя и суммирует основные принципы глубинного прогноза месторождений различных типов. Поэтому в книге также приводится характеристика месторождений интрузивного типа, неразрывно связанных с многообразием вулканогенных месторождений различных типов структур и фаций.

Деятельность вулканов имеет огромное значение в истории развития нашей планеты и уже с докембрийского времени с нею связаны крупные рудные месторождения. На территории СССР вулканические толщи этого возраста широко распространены в пределах древних щитов и платформ и изучены недостаточно. Мало данных собрано по рудам, сформированным вулканизмом на дне океанов. Однако есть все основания высоко оценивать перспективы этой минеральной базы будущего.

Основное внимание в книге уделено типизации вулканических структур и формаций в региональном и локальном масштабах; при типизации месторождений основной акцент сделан на систематизацию вулканогенных месторождений фанерозоя. Приведены описания некоторых типичных месторождений, в том числе месторождений, изученных одним из авторов, по которым не имеется опубликованных данных.

Рассмотрены вопросы происхождения вулканических месторождений акваторий на основе изучения тектонического строения и развития дна океанов. Отмечается, что новая глобальная тектоника не мо-

жет быть серьезно обоснована без глубокого изучения проблем вулканологии. В связи с этим охарактеризованы вулкано-тектонические структуры океанического дна и освещена металлогения океанов с различных точек зрения.

Авторы выражают глубокую благодарность коллегам, любезно предоставившим характеристики месторождений, описание которых приводится в данной работе, в частности, Ф. Э. Апельцину, А. А. Озолу, В. И. Старостину и другим товарищам, принявшим участие в обсуждении некоторых теоретических проблем, рассматривающихся в настоящей книге.

Строение вулканических аппаратов

Вулкан или вулканическая постройка является выражением вулканической деятельности и ее наземным аппаратом. Форма и размеры такой постройки обусловлены текучестью лав и типом вулканического извержения. В зависимости от формы выводящего отверстия различаются трещинные и центральные вулканы. Первые образуют цепь небольших вулканических сооружений (обычно шлаковых или лавовых конусов), часто смещающихся вдоль трещины. Для вулканов второго типа характерны фиксированное положение главного жерла и многофазность извержений, чередующихся с более или менее значительными паузами. Широко распространенный пример таких сооружений — вулкан, образующий правильный конус со срезанной вершиной, увенчанной кратером. Главный (центральный) вулкан расположен над жерлом, непосредственно связанным с магматическим очагом, на его склонах или у подножия могут формироваться побочные вулканы.

Разнообразие форм вулканических построек зависит от сочетания извержений разных типов — эффузивных, эксплозивных и экстрезивных.

По строению центральные вулканы делятся на полигенные и моногенные. Среди полигенных выделены две основные морфологические разновидности вулканических конусов: 1) с вогнутыми склонами — классическая форма андезитовых стратовулканов, образованных в процессе переслаивания вязких лав и грубых пирокластов, и 2) с плоско-выпуклыми склонами — классическая форма щитового вулкана, возникшего при излияниях потоков подвижных базальтовых лав с тонким пирокластическим материалом. Встречаются вулканы полигенного типа с моногенным экстрезивным ядром, сложены кислой лавой.

Моногенные вулканы образуются при однократном, хотя и длительном извержении и представлены шлаковыми или лавовыми конусами небольших размеров. Моногенные вулканы характерны для областей ареальных вулканических извержений, где центры вулканической деятельности быстро смещаются и шлаковые конусы разрушаются и развальцовываются лавовыми потоками.

Щитовые вулканы представляют собой переходный тип между вулканами центрального типа и лавовыми плато. Они широко распространены в районах базальтовых излияний: на континентальных и океанических платформах, в рифтовых зонах, на океанических поднятиях, островных дугах; иногда близкие к щитовым вулканы встречаются в ранних орогенных областях. Морфологически щитовой вулкан — это пологий щит или купол, образованный многократными излияниями базальтовых потоков, часто почти лишенный тефры, с пологими склонами (близ основания 3—6°, у вершины 7—10°).

Главные разновидности щитовых вулканов — гавайские и исландские. Вулканы гавайского типа могут достигать в диаметре 100 км

при высоте до 10 км (считая от основания постройки, расположенной часто на большой глубине под поверхностью океана). Вулканическая постройка состоит из тонких лавовых потоков и небольшого количества тефры (рис. 1). Щитовые вулканы исландского типа значительно меньше по размерам — диаметр достигает 15 км, высота около 1 км, среднее падение склонов до 8° , вокруг кратера имеется лавовый вал с более крутыми склонами (до 30°).

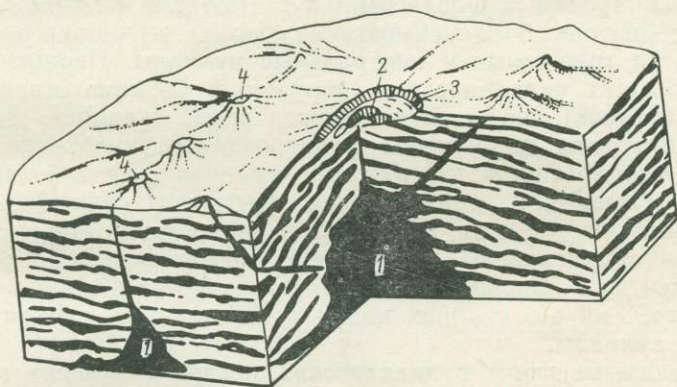


Рис. 1. Схема строения щитового вулкана океанического дна.

1 — периферические вулканические очаги; 2 — вершинный кратер; 3 — кальдера; 4 — побочные конусы

Щитовые вулканы островных дуг и ранних орогенов характеризуются большим количеством тефры, иногда они сложены покровами игнимбритов. Такие вулканы с диаметром до 30 км типичны для Курильской дуги, где в их кальдерах вырастают стратовулканы. Вулканы континентальных рифтовых зон, сложенные щелочными базальтоидами, отличаются более крутыми склонами, но по характеру кальдер и лавовых озер сходны с гавайскими. Щитовые вулканы ранних орогенов служат фундаментом для сложных построек; например, вулканический щит Ключевского дола диаметром до 60 км, образованный при извержении из многих вулканических центров: сомма-вулкан состоит из разрушенного конуса, основания и новой вершины, образованной молодым конусом.

Вулкан кальдерный (кальдера-вулкан) — крупное вулканическое сооружение, образовавшееся на месте древней вулканической постройки. Обычно он состоит из фундамента андезито-базальтового состава и конуса из кислых вулканических продуктов — игнимбритов и пирокластических потоков. Сюда относятся также сомма-вулканы и крупные щитовые и куполовидные вулканы с обширными вершинными кальдерами, иногда занятыми шлаковыми конусами и действующими кратерами. Среди шлаковых конусов по структурно-текстурным особенностям пород выделяются типы: пемзовые, пемзовые с лавовыми потоками (образуются они из вязких магм, дающих риолитовые, трахитовые и фонолитовые лавы), туфовые, туфолавовые, пепловые, шлаковые и лавовые. На рис. 2 показана схема излияний

андезито-базальтовых потоков вулканической цепи Овернь, связанных с шлаковыми конусами. Купола, застывшие под покровами туфа, называются выжатыми, их прорыв сопровождается пемзовым взрывом и образованием кольцевого вала с жерловой брекчией в основании. При разрушении вулканов жерловый купол иногда форми-

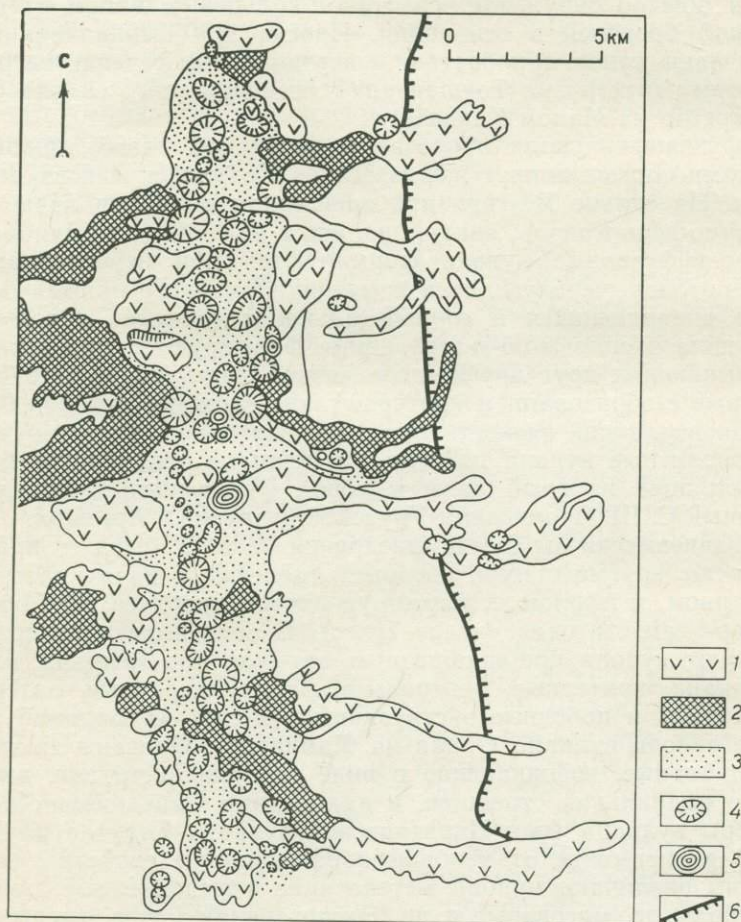


Рис. 2. Вулканическая цепь Овернь, параллельная рифту Лиманж (Клермон-Ферран).

Потоки: 1 — базальтовые, 2 — андезитовые; 3 — пепловые покровы; 4 — шлаковые конусы; 5 — трахитовые купола; 6 — уступ грабена

рует неск — сложенную лавой и пирокластами башню, достигающую в поперечнике нескольких километров при высоте до 1 км. Среди куполов по происхождению выделяются разности экструзивные, эффузивные и сложные.

Экструзивные купола (экструзивы) образуются при выжимании через жерло очень вязкой полужастывшей глыбовой лавы. Массив-

ные купола с крутыми склонами растут изнутри за счет расширения и образования серии слоев, концентрически (луковичеобразно) перекрывающих друг друга. Экструзивные купола часто входят в состав сложных вулканических построек (группы Авачинского вулкана и Ключевской сопки, вулканы Киземен и Безымянный на Камчатке). Когда выжатые купола возникают в результате начального прорыва, они обычно окружены невысоким кольцевым валом из пемзы с жерловой брекчией в основании. Иногда при выдавливании очень вязкой лавы купол приобретает в вертикальном сечении веерообразную форму (экструзия Товшантапа у юго-западного склона Самсарского хребта на Малом Кавказе).

Эффузивные купола образованы флюидной лавой, лежащей несколькими слоями вокруг жерла. Таков Кочулойский нект в Южной Грузии. На склоне Везувия при трещинном излиянии лавы, достигнув Атрио-дель-Ковало, накапливались в виде мощного купола. Экструзивно-эффузивные купола формируются при переслаивании лавовых потоков, чередующихся с материалом экструзивных куполов, иногда внедряющихся в горизонтально залегающие лавовые потоки. Купола эксплозивно-экструзивные формируются при выжимании перекрывающих друг друга слоев вязкой лавы, после чего происходит взрыв с образованием кратера; такие сложные купола образуются из-за различной вязкости лав в разных частях экструзива. Жесткие монолитные купола по склонам покрыты агломератовой мангией, состоящей из глыб лавы и пород фундамента вулкана; таков изученный С. Ш. Саркисяном Урутский интрузив в Армении.

В зависимости от места внедрения купола бывают кратерные, они имеют крутые стенки, которые отделены от края кратера кольцевым рвом, и жерловые, формирующиеся в жерле в виде обелисков (пример — андезитовая «игла» Пеле). В зависимости от положения различают купола пробкообразные, затыкающие трещины или жерло вулкана, кратерные, центрального типа, жерловые, латеральные (фланговые) и побочные экструзивные (экструзия Бараний амфитеатр на склоне вулкана Опала на Камчатке). Описаны также купола радиальные, возникающие в виде цепочки экструзий, выдавленных по радиальной трещине, и кальдерные, внедрившиеся в дно кальдеры вулкана (пик Пиратковский вулкана Ходутка на Камчатке). В зависимости от условий образования и свойств слагающей его лавы различают купола вытекающие и выдавленные, набухания, веерообразные, массивные и др. Экструзивная масса, внедренная по трещине в грабен, называется тефролитом.

Экструзивные купола образуются на заключительных стадиях эволюции вулканических очагов, сопровождаемых газогидротермальной деятельностью, приводящей к метаморфизму и образованию рудных месторождений. Они часто сопровождаются мощными газовыми эксплозиями и отложениями пепловых туч. Рассмотрению экструзивной деятельности как заключительного цикла эволюции вулканического очага гомодромного типа противоречит иногда наблюдаемое превращение экструзивных куполов в стратовулканы с экструзивным ядром, перекрытым потоками более основной лавы и пирокластики. По-видимому, здесь можно предполагать роль экструзив-

ных куполов как начальных стадий эволюции вулканического очага антидромного типа. Классификация экструзивных куполов была опубликована О. Г. Борисовым в 1974 г.

При взрывах газов могут формироваться газовые вулканы (сопки) — небольшие холмы щитообразно-конической формы с воронкообразными кратерами на вершине. Периодические или непрерывные извержения выделяют газ, воду, иногда пленки нефти и жидкую глину, при этом происходят сильные взрывы и выбросы обломков пород. В современных вулканических областях известны также грязевые вулканы с углекислыми фумаролами — мофетами. Грязевые вулканы нефтеносных областей, распространенные на Апшеронском полуострове и на отмелях Керченского пролива, связаны с зонами разломов и выделяют преимущественно метан, углекислоту, окись углерода и азот; с последним могут ассоциировать гелий и водородные газы.

Лавовые плато — крупнейшие структуры вулканического происхождения, часто перекрывающие площади в сотни тысяч квадратных километров; например, сибирские траппы занимают более 4,5 млн. км². Лавовые плато типичны как для континентальных платформ, так и для океанических. Они формируются при площадных извержениях трещинного или кратерного типа, выполняющих все неровности рельефа, и обычно сложены базальтами и долеритами, не подвергавшимися складчатости. Известны также фанолитовые, риолитовые и игнимбритовые плато. Центры излияний связаны с трещинной структурой фундамента. Подводные лавовые плато образуют обширные поднятия дна с гористым или выровненным рельефом, но большая их часть опущена на дно океана и формирует второй базальтовый слой, перекрытый морскими осадками.

Длина и мощность лавовых потоков в основном зависят от вязкости лавы и уклона местности. В доисторическое время вулканы Исландии изливали потоки базальтов длиной до 120 км. На небольших отрезках течения поток базальтовой лавы может достигать скорости 60 км/ч. У вязких лав скорость 2—3 км/ч, а при удалении от кратера значительно меньше. Длина потоков кислых лав обычно не превышает 10 км при мощности 20—30 м. На фанолитовых плато Кении длина потоков достигает 250 км, а общая занимаемая ими площадь 40 тыс. км². Для потоков кислых лав характерна небольшая протяженность: дацитовый поток в Британской Колумбии достигает длины 17,6 км при мощности до 240 м. Крупнейшие накопления пепловых потоков связаны с воздыманием крупных сводов земной коры, сопровождавшимся обрушением и образованием грабенов и депрессий. Пепловые потоки (палящие тучи) обычно сложены игнимбритами и пемзами.

В структуре вулкана важную роль играют кратеры, кальдеры и вулкано-тектонические депрессии, образующиеся над жерлами и ограниченными кольцевыми разломами. Они связывают аккумулятивную вулканическую постройку (суперструктуру) с периферическим вулканическим очагом (субструктурой) вулкана (рис. 3). Кратер или выход жерла возникает при активной эксплозивной деятельности вулкана. Диаметр его достигает 2—2,5 км, а иногда 4 км и бо-

лее (например, кратер Нгоронгоро, меловая вулканическая структура в Южной Грузии и др.), а глубина — от нескольких десятков до нескольких сотен метров. При развитии вулкана первичный кратер превращается в часть жерла. Стенки кратеров часто круты и скалисты. Очень больших размеров достигают кратеры щитовых вулканов, часто переходящие в кальдеры или образующиеся на их дне.

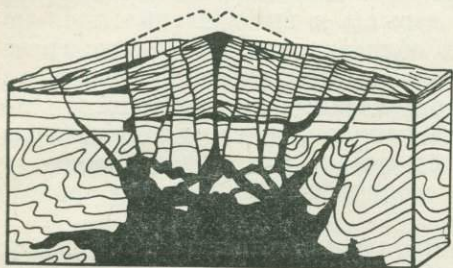


Рис. 3. Строение кальдеры обрушения над периферическим очагом вулкана

Обычно в кальдерах щитовых вулканов имеется несколько кратеров — главный и побочные. Различаются кратеры гнездообразные (возникают внутри более крупного кратера), котлообразные (образуются при извержении вязкой лавы), эксцентрические (выводной канал главным образом лавовых излияний); на радиальной трещине может образоваться серия адвентивных кратеров (Юбилейный прорыв у подножья Ключевской сопки в 1966 г.).

Подводные вулканы в зависимости от структурного положения образуют отдельные конусы и хребты. При погружении архипелагов вулканических островов образуются гайоты — плосковершинные вулканические горы.

Маары и диатремы относятся к трубкам взрыва. Для платформенного вулканизма особое значение имеют кимберлитовые трубки — алмазоносные диатремы.

Кольцевые вулканические и вулкано-тектонические образования

Кольцевые структуры по происхождению делятся на метеоритные, вулкано-тектонические и интрузивные (плутонические). Они образуются в результате вертикального переноса энергии (эндогенной при поднятии магмы и иногда экзогенной при падении метеоритов). Поэтому если рассматривать земную поверхность как структуру, пронизаемую для вертикального теплопереноса глубинной энергии, формирование кольцевых структур, исключая метеоритные, следует связывать с купольными поднятиями эндогенного происхождения в зонах тектоно-магматической активизации. В отличие от структур метеоритного происхождения, индифферентных по отношению к внутренней структуре Земли, вулканические кольцевые структуры образуются в районах вулканической деятельности. Плутонические кольцевые образования сопряжены с глубинными структурами центрального типа субвулканического яруса земной коры. Все эти типы структур проявляются в рельефе земной поверхности в виде кольцевых форм, близких по морфологическим характеристикам, и поэтому требуют углубленного исследования для выявления их различий [40].

Одно из первых высказываний о кольцевых структурах имеется в книге Э. Канта о вулканах Луны, изданной в 1785 г.; он признавал аналогию между земными и лунными вулканами, но сопоставлял последние с замкнутыми горными кряжами. Исследованиями последних лет было установлено сходство в происхождении форм Земли и Луны и появилась возможность создания единой генетической классификации кольцевых структур для планет земной группы.

Согласно гипотезе Андерсона, магматическая колонна, проплавляя путь к поверхности Земли, выполняет конические разломы в виде серии интрузий, причем наружные интрузии имеют падение более пологое, чем внутренние. Разломы возникают при пульсационном изменении давления магмы на кровлю магматического купола. При этом образуются трещины отрыва, перпендикулярные направлению наибольшего давления, при падении давления блоки кровли смещаются по коническим трещинам. А. И. Петров выдвинул гипотезу образования структур центрального типа в результате разрывных деформаций от упругих волновых напряжений, возникающих при импульсном высвобождении энергии; ударные волны создают эффект, подобный подземным ядерным взрывам.

Согласно гипотезе Х. Вильямса, кальдеры возникают при обрушении кровли над неглубоким периферическим очагом в результате извержений или при оттоке магм вглубь Земли (образование криптовулканических кальдер). Происхождение кальдер при глубоком залегании вулканического очага Б. Эшер объясняет серией последовательных взрывов, расширяющих и обрушающих стенки жерла. По гипотезе Г. Джеффриса, кальдеры образуются при фокальных подземных взрывах в магматических очагах.

Возникновение кольцевых структур, очевидно, обусловлено следующими процессами: 1) магматическим давлением газов в очаге и поднятием купольной структуры; 2) нарушением прочности купола разломами и кольцевыми трещинами; 3) взрывами, сопровождающимися растрескиванием и образованием разломов (концентрических, радиальных) и выходом по ним газов, лавы и раздробленного материала; 4) обрушением и образованием кальдеры. По характеру заполнения различается два основных типа кальдер: выполненные пирокластическими породами и с преобладанием экструзий кислых лав. Предполагается, что на Земле первые такие структуры формировались в нуклеарную стадию развития коры; обрушение их в протерозой и позднем докембрии сопровождалось мощными извержениями игнимбритов.

Главные элементы кольцевых структур — кольцевые разломы, по которым перемещаются жесткие блоки фундамента, эффузивные и интрузивные породы и выполняющие кольцевые интрузии и дайки лавы и игнимбриты. Для структур центрального типа характерны округлая или эллиптическая форма, телескопированное строение, многофазность развития, приуроченность к зонам пересечения крупных разломов, цилиндрическое или коническое падение кольцевых разломов, вертикальное перемещение крупных блоков пород, развитие взрывных структур. А. В. Авдеев предлагает делить кольцевые структуры на взрывные, образованные за счет очагов газонасыщен-

ных магм, и плутоно-тектонические, в которых образование кольцевых разломов вызвано механическим воздействием на жесткую кору куполовидных магматических резервуаров или очагов разуплотнения.

В областях эпигеосинклинального орогенеза кольцевые интрузии представлены субвулканическими фациями гранитоидов, а на платформе — щелочными базальтоидами и карбонатами, образующими концентрические и радиальные дайки и жерла. Интрузивные тела, заполняющие разломы, образуют кольцевые слои — комплекс вложенных друг в друга дугообразных или кольцевых даек с крутым падением. Кольцевые дайки иногда рассматриваются как кольцевые жилы, образующиеся при заполнении лавой разломов кальдерного типа во время вулкано-тектонического воздымания, способствующего образованию открытых трещин, поэтому большинство вулканических даек относится к дайкам расширения, возникшим при раздвижении стенок разлома (рис. 4).

Структуры центральных вулканических комплексов отражают деформации земной коры движениями, направленными снизу. Кольцевые и пластовые интрузии образуют комплексы, вершины которых сходятся на глубине и также располагаются кольцом, но более узкого диаметра. Кольцевые дайки, падающие вертикально или под крутыми углами к центру структуры, обусловлены явлениями обрушения. Конические структуры, связанные с разломами, образуют вложенную друг в друга систему, падающую к центру под углом 30—40°. Происхождение их также объясняется изменением магматического давления в очаге, наиболее типичная форма — линзовидная или конусовидная. По мнению Е. В. Свешниковой [30], ведущая роль в процессе развития различных типов кольцевых структур принадлежит кольцевым разломам.

В разных региональных условиях наблюдается подобие этапов эволюции кольцевых вулкано-тектонических структур, что объясняется наличием единого механизма обрушения, связанного с подкоровыми или периферическими вулканическими очагами в коре планеты.

Кольцевые структуры как формы выхода на поверхность сферических и конусообразных тел, характерны для платформ как наиболее изотропных частей земной коры. Изменение размеров кольцевых структур в ряду мульд алмазоносных диатрем обусловлено разными глубинами образования очагов разуплотнения. Вулканические кольцевые структуры связаны постепенными переходами с блоково-купольными эндогенного происхождения.

Кальдерообразование как процесс компенсации пространства при опустошении вулканических очагов типично для регионов, в которых происходит разрядка вулканической деятельности без поступления новых расплавов. Это характерно для фракционирования липарит-дацитовый, липаритовой и липарит-андезитовой магмы в процессе гомодромной дифференциации при развитии геосинклинально-орогенных поясов. На Африканской платформе формирование мезозойских интрузий Карру сопровождалось кольцевыми поднятиями щелочных вулкано-плутонов Бушвелда; при обрушении и эрозии над ними образовались кальдеры. Вулкано-тектонические кольцевые образова-

ния Чаткало-Кураминского района Тянь-Шаня — изометричные кальдерные депрессии, остаточный расплав субвулканических плутонов которых формировал субкальдерные лакколиты. Они окаймлены штоками, кольцевыми дайками и жерлами, служившими путями излияния лав, пирокластов и игнимбритов, выполняющих кальдеры. Кислые порфировые породы крупных лакколлитов кристаллизовались из магмы, не излитой на поверхность из остаточных резервуаров, а про-

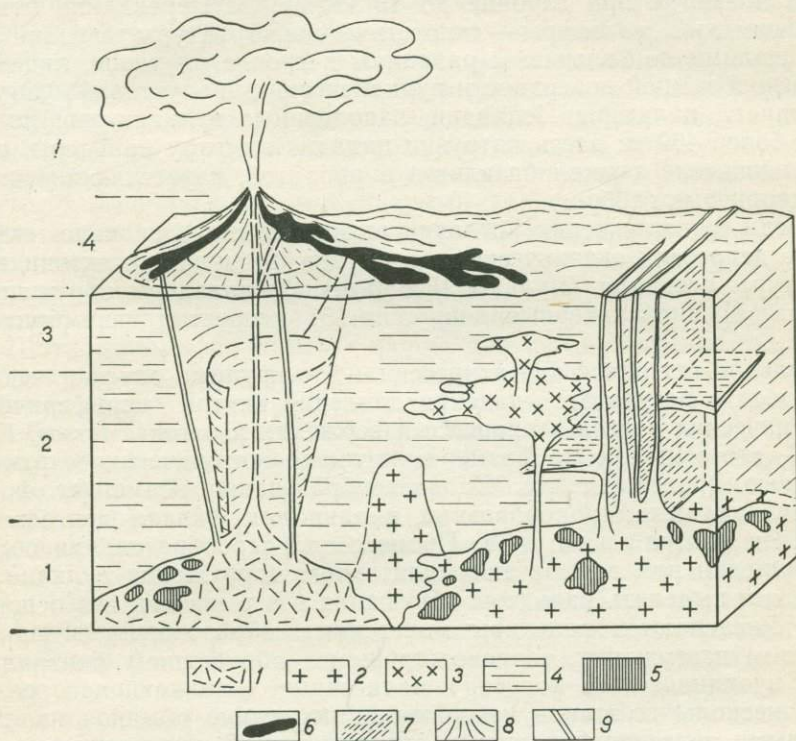


Рис. 4. Блок-диаграмма (схема) строения конусовидного вулкана, его субвулканических и интрузивных образований в фундаменте.

Основные рудно-магматические уровни: 1 — абиссальный, 2 — гипабиссальный, 3 — субвулканический, 4 — вулканический. 1 — внутрикоровый очаг; 2 — батолит; 3 — лакколит; 4 — земная кора; 5 — ксенолит; 6 — лавовый поток; 7 — силл; 8 — вулкан; 9 — дайки

гибание их ложа было сопряжено с извержениями по кольцевым разломам.

Кальдерообразование на орогенном этапе отмечается также для Центрального Казахстана, где в конце нижнего девона на фоне общего поднятия образовалась серия впадин, занятых стратовулканами; Л. Г. Никитина относит их к кальдерным обрушениям. Кольцевые позднепалеозойские интрузии Центрального Казахстана представлены взаимосвязанными структурами купольного и кальдерного происхождения. Кальдеры и купола являются примерами мульд, котловин и грабенов на сводах куполовидных и горстовых поднятий,

возникших под напором тепломассопереноса, направленного к поверхности Земли. Кальдеры крупных игнимбритовых полей свидетельствуют о наличии подводных каналов, частично являющихся коническими трещинами и жерлами.

Вулкано-тектонические движения, не сопровождающиеся извержениями, относятся к процессам криптовулканическим. К криптовулканическим депрессиям, достигающим нескольких десятков километров в диаметре при глубине до 10 км, Т. В. Перекалина относит плутонические кальдеры — гипотетические структуры, связанные с обрушениями по кольцевым разломам в кровле плутонов, лишенные достигших земной поверхности вулканических продуктов. Г. Сигурасон описал кальдеры Исландии, заполненные вулканитами до глубины более 400 м: здесь интрузии падают к центру кальдеры, образуя конические залежи базальтов и риолитов, пересекающие интрузию кварцевых габбро.

Среди вулканических котловин выделяются: 1) вулкано-тектонические депрессии океанического масштаба, 2) вулкано-тектонические структуры оседания (мульды 10×50 м), 3) кальдеры обрушения и взрыва, 4) внекальдерные депрессии, 5) депрессии игнимбритовых полей.

Вулкано-тектонические депрессии — это крупные опускания, образующиеся в результате падения давления внутри периферических вулканических очагов в процессе извержения и оттока магмы. Кальдеры — это меньшие по размерам вулкано-тектонические структуры сложного происхождения. Кальдерообразование знаменует формирование крупных циркообразных впадин как финала деятельности вулканов центрального типа. Процесс кальдерообразования состоит в обрушении или взрыве аккумулятивного сооружения вулкана, что позволяет выделять кальдеры обрушения и взрыва как два основных типа. Различаются кальдеры моногенные, образовавшиеся при одноактном извержении, сопровождавшемся обрушением центральной части вулканического конуса, и полигенные, возникающие в результате нескольких этапов извержений; последние обычно являются сложными телескопированными структурами. В вулканических поясах кальдерообразование контролируется грабен-синклиналями и пересечениями региональных рифтовых структур и разломов. Чаще всего кальдеры обрушения образуются на вершинах щитовых вулканов, реже — на сводовых и купольных поднятиях, сложенных вулканическими породами (см. рис. 3).

По типу вулканизма Мак-Берней и Вильямс делят кальдеры на две группы — связанные с кислым вулканизмом и связанные с основным вулканизмом. К первой группе относятся кальдеры типа Кракатау, формировавшиеся при мощных извержениях пемз и игнимбритов через центральные жерла вулканов сложного типа, типа Катмаи, возникшие при взрыве и оттоке в глубину Земли кислой магмы, типа Вэллис, образованные при обрушении вулкана по системе дуговых трещин и сопровождавшиеся выбросом огромных объемов пирокластов.

Площади кальдер типа Массайя значительно превышают площади ранее существовавших вулканов. Для кальдер крупных щитовых

вулканов гавайского типа обрушение вершин происходит по кольцевым трещинам, а вулканический очаг опустошается через прорезающие вулкан рифты (вулкан Килауэа). Кальдеры галапагосского типа, также связанные с щитовыми вулканами, образуются при извержении магмы через кольцевые трещины, окаймляющие вершину вулкана.

При формировании кальдер взрыва и кольцевых структур обрушения обычно сначала происходит извержение кислых лав и агломератовых потоков из вершинного кратера, а затем обрушение по кольцевым трещинам с извержением больших объемов тефры и образованием кольцевых трещин с внедрением кольцевых даек и экструзий кислых пород. В процессе развития вулканического цикла размеры кальдер последовательно уменьшаются, образуя телескопированные кальдеры — систему кольцевых впадин, вложенных друг в друга и ограниченных ступенчатыми сбросами. Телескопированное строение имеют рифтовые структуры на вершине вулкана Велья-Лавела (Соломоновы острова), осложненные кольцевыми разломами с центральным вулканическим конусом.

Прототип кольцевых котловин оседания — кальдера Гленко (Аргайл, Шотландия) с впадиной в форме конуса, окаймленная кольцевыми разломами. Кальдеры типа Гленко образованы как компенсационные впадины, опускающиеся в результате деятельности окружающих вулканов при обрушении центральных блоков кровли вулканического очага, опустошенного при базальтовых излияниях (пример — котловина Искья в Исландии). Иногда впадины окаймлены краевыми вулканами (Тирренская котловина Средиземного моря).

В зависимости от объема выброшенного материала согласно правилу С. Шретера выделяется три типа кальдерных структур: 1) без выброса ювенильного материала, окруженные валом из обломков пород фундамента (аналогичную структуру имеют метеоритные кратеры и воронки атомных взрывов, а также газовые маары); объем их валов равен объему образованных впадин; 2) с выбросом ювенильного материала; объем выброшенного материала больше объема впадин; 3) обрушения с оттоком магмы; объем впадины больше объема выброшенного материала.

К этим типам следует добавить кальдеры сложного происхождения, в которых вулканические взрывы сочетаются с излиянием и оттоком магмы, а также с внутрикальдерными горстовыми поднятиями. Р. Смит относит к ним воздымающиеся кальдеры, принадлежащие к структурам телескопированного типа, развитие которых остановилось на этапе внутрикальдерных сводово-блоковых поднятий. Стадии образования воздымающихся кальдер: 1) куполообразное поднятие, осложненное серией кольцевых нарушений над вулканическим очагом или глубинным магматическим телом; 2) извержение тефры из жерл вдоль кольцевых разломов, сопровождающееся обрушением центрального блока свода; 3) образование кальдерного озера и риолитовые извержения; 4) сводово-горстовое поднятие в центральной части кальдеры, сопровождающееся извержением риолитов по кольцевым трещинам и в грабене, пересекающем сводовое поднятие; 5) термальная и фумарольная деятельность.

Воздымающиеся кальдеры известны в ранне- и позднеорогенных районах Северной Америки и Азии. Образование внутренних поднятий воздымающихся кальдер сходно с образованием внутририфтовых вулcano-тектонических горстов, встречающихся на стыках внутририфтовых долин при эпиплатформенном рифтогенезе. К числу таких горстов, вероятно, относятся гора Рувензори в Западном рифте Восточной Африки, Данакильские Альпы в рифте Красного моря, горст Нбея на юге Восточно-Африканского рифта.

Какова связь кальдер со структурообразованием в фундаменте? Процессы кальдерообразования сопровождаются эволюцией вулканической деятельности от базальтов до риолитов. Это обстоятельство допускает преемственность в структурообразовании кальдер, связанную с разными стадиями эволюции земной коры в вулканической области. Различия между кальдерами обрушения и взрыва до последнего времени обосновывались разными механизмами извержений и различиями пород, преобладавших в каждом из типов кальдерообразования. Проведенные в последние годы структурные, геофизические и геохимические исследования показали, что типы кальдерообразования определяются в первую очередь особенностями структур земной коры.

Установлено, в частности, что кальдеры обрушения характеризуются гравиметрическим максимумом, а кальдеры взрыва имеют отрицательные гравиметрические аномалии, более низкие, чем окружающая территория. Первое, вероятно, связано с притоком базальтовой магмы, второе вызвано пониженной плотностью огромных масс рыхлых пород, заполняющих кальдеру. Дефицит массы наблюдается в центральной части выходов таких пород в наибольшей степени, а изоаномалии образуют концентрические окружности, сужающиеся к центру кальдеры.

Допускается возможность формирования кольцевых структур кальдерного типа при проседании кровли над магматическим очагом, расположенным на глубине до 25 км.

Боровишская палеогеновая впадина в Восточных Родопах площадью около 400 км² — сложная структура, сочетающая разломно-блоковое (блоковое) и кальдерное происхождение; объем заполняющих ее вулканических пород около 1000 км². Эксцентричная кальдера Валле-дель-Бове на восточном склоне вулкана Этна является примером вулcano-тектонического обрушения, последовавшего после смещения центров извержения к западу; кальдера создана на месте ранее существовавших вулканических построек.

И. Кензо выделяет сиалические и мафические типы кальдер, соответствующие кальдерам взрывного типа с выбросом кислой тефры, и кальдеры, связанные с базальтовым вулканизмом. Для их различия он использует соотношения между размером кальдер и составом магм. Размеры кальдер сиалического типа возрастают с увеличением содержания SiO₂, а мафического — увеличиваются с уменьшением SiO₂.

При кальдерообразовании происходит замещение верхних ярусов земной коры вулканическими продуктами, которое может охватить как поверхностные уровни земной коры, так и более глубокие, с

формированием рифтовых зон и обширных вулканотектонических депрессий. Причина замещения — вынос на поверхность значительного объема магматических продуктов, сопровождаемый обрушением более или менее мощной пластины земной коры. Здесь вулканизм выступает как процесс, вызывающий нарушение изостатического равновесия, т. е. как один из факторов вертикальной деформации земной коры.

Согласно представлению Г. М. Фремда, роль тектоники при формировании кальдер и вулканотектонических депрессий усиливается с увеличением глубинности структурных этажей земной коры. В последнем случае существенную роль начинает играть блоковая тектоника, связанная с развитием орогенных сводовых поднятий. При телескопированном рифтогенезе могут неоднократно изливаться большие массы магм, перекрывая и утяжеляя погружающиеся блоки земной коры. Излияния плато-базальтовых лав и последующие вулканотектонические обрушения, вероятно, изменяют плотность континентальной земной коры, приближая ее к океаническому типу.

Образование кальдер обрушений связано главным образом с ранними стадиями вулканизма на океанической коре в геосинклинальных областях и в срединно-океанических хребтах. На одиарных островных дугах крупные кальдеры обрушения образуются при излияниях толеитовых базальтов. На псевдоодинарных и двойных островных дугах образование разных типов кальдер сопровождается андезитовым вулканизмом. Ранние орогены характеризуются преобладанием андезито-дацитовых вулканов и соответственным образованием кальдер взрыва. В тыловых зонах и на молодых платформах вновь преобладает основной тип лав с увеличением их щелочности. Размеры кальдер уменьшаются при переходе к более поздним стадиям орогенеза.

Вулкано-тектонические грабены, видимо, следует сопоставлять с рифтами огромной протяженности. При этом обрушению сводов предшествовали ареальный вулканизм и трещинные излияния, завершившиеся образованием щитовых вулканов. Уменьшение размера вулканотектонических депрессий в условиях эпигеосинклинального орогенеза связано с повышением геоморфологического уровня вулканических излияний при поднятии горной страны. Для ранних орогенов характерны кальдеры взрыва, переходные по размерам к обычным кратерам. Они характеризуются воронкообразной формой, объемом которой соответствуют выбросу тefры, неглубоким залеганием пород фундамента и небольшой скоростью формирования. На островах Японии каждая кальдера в позднечетвертичное время формировалась в течение 3 тыс. лет.

При изучении соотношения между диаметром и глубиной сиалических кальдер Японии установлено, что при диаметре до 7 км наблюдаются линейные соотношения между диаметром и глубиной, а для более крупных кальдер глубина 600—700 м является почти постоянной, независимо от их диаметра. Вулкано-тектонические депрессии на дне океанов достигают в поперечнике нескольких тысяч километров. Существуют переходы от обширных вулканотектонических

депрессий к депрессиям, связанным с отдельными вулканотектоническими центрами.

Причины погружения площади вулканической деятельности соответствуют как представлению о перегрузке в результате аккумуляции вулканических продуктов, так и понижению геоморфологического уровня вулканических излияний. Последний фактор объясняет то обстоятельство, что базальтовый вулканизм в значительно большей степени сопровождается опусканиями, чем континентальные кислые извержения. Как и рифтообразование, кальдерообразование связано с блоково-сводовым поднятием, сопряженным с понижением геоморфологического уровня извержений. Это глобальный процесс, поэтому большинство вулканов континентов, островных дуг и океанических островов, сформировавшихся в неоген-четвертичное время, имеют хорошо сохранившиеся кальдеры.

Кальдеры как формы разрушения вулканов играют двойственную роль, являясь одновременно структурами, понижающими геоморфологический уровень вулканизма и тем способствующими активизации следующего этапа вулканической деятельности, а также и финальными вулканическими структурами. Кальдерообразование часто прерывает гомодромную эволюцию вулканического очага, и извержения кислых туфов в них сменяются базальтовыми, так как расположенные под кальдерами периферические очаги содержат дифференцированные магмы.

Породы вулканических построек

Классификация лав и лавовых потоков детально разработана многими советскими и зарубежными специалистами и практически не вызывает разногласий. Иначе обстоит дело с пирокластическими породами: из-за исключительного разнообразия вопрос классификации и номенклатуры пород в настоящее время остается нерешенным, несмотря на большую важность этой обширной группы для проведения фациального анализа и палеовулканологических реконструкций. Даже в применении терминов вулканокластические и пирокластические нет единодушия. Некоторые исследователи эти термины понимают как синонимы. Однако авторы, солидаризируясь с В. И. Влодавцем, убеждены, что это принципиально различные понятия, отражающие различные геологические процессы: пирокластические представляют собой продукты извержения вулкана, непосредственно поступающие из недр в горячем состоянии, тогда как вулканокластические являются продуктом разрушения и переотложения ранее сформированных вулканических пород. Подобным образом следует применять более общие понятия — вулканические и вулканогенные. Если второе понятие, по существу, синоним термина вулканокластические, то первый включает весь ювенильный материал — как лавовый, так и пирокластический.

Среди лавовых потоков выделяются терминальные (излитые из вершинного кратера по склону вулкана), латеральные (излияния из жерл на склонах и у подножья вулкана), внутрикальдерные (короткие мощные нагромождения в кальдерах), трещинные и ареальные

(связаны со шлаковыми конусами или трещинами), бескорневые (изливаются из трещин на поверхности крупных застывающих лавовых потоков). Сильно дегазированная лава очень жидких базальтовых потоков распространяется в виде тонкого плаща и при застывании образует волнистую поверхность типа «пахоэхоз». Если скорость потока постоянная, образуется плоская плитообразная корка, пронизанная газовыми пузырями. Канатной лавой называется волнистый поток, поверхность которого имеет вид «канатов», скрученных витками. Для нее характерны высокая температура образования, и незначительное содержание газов.

Более низкими температурами характеризуются базальтовые лавы типа «аа» (син. — обломочная, шлакоглыбовая). Эти лавы отличаются большей скоростью движения, мощностью до 6 м, их поверхность разбита на отдельные обломки, часто сваренные и значительно меньших размеров, чем у глыбовых.

Для древних геосинклинальных отложений характерны базальтовые лавы шарового типа — подушечные, или пиллоу-лавы, по-видимому, образованные при подводных извержениях. В ряде случаев образуется сфероидальная текстура подушечной лавы с более или менее раскристаллизованной сердцевинной и радиальной отдельностью гялокластита — породы, переходной к вулканокластическим. Последняя иногда образует протяженные потоки, состоящие из стекловатого песка.

Вязкая лава с высоким содержанием кремнекислоты образует глыбовые и агломератовые потоки мощностью 25—30 м и покровы с обломками более древних лав и посторонних пород, вынесенных взрывами при извержениях. Глыбовое и агломератовое строение лав характерно для андезитовых и дацитовых вулканов и экструзий островных дуг и орогенов. Лавовые покровы образуют крупные лавовые плато при трещинных базальтовых излияниях. Образование покровов также характерно для извержений пеплов больших объемов.

Внутриформационные лавовые потоки залегают среди осадочных пород, но в ряде случаев их удается коррелировать с излияниями вулканов, прилегающих к осадочным бассейнам. К внутриформационным лавовым покровам относятся базальты второго океанического слоя; залегающие под осадочными отложениями на дне океана. Они коррелируются с лавовыми плато континентов, от которых отделены континентальными уступами и флексурами.

Для лавовых потоков характерны разнообразные типы отдельности, главные из них — призматическая и подушечная. Первая свойственна медленно охлаждающимся базальтовым потокам, встречается также в андезитовых и игнимбритовых потоках и дайках. Подушечная (шаровая) отдельность, сходная с отдельностью продуктов подводных излияний, отличается от них отсутствием обломков диагомитов в шарообразных глыбах. Она встречается у базальтов и у кислых лав (трахитов, фонолитов), поры в которых иногда бывают заполнены яшмой.

Далее рассмотрим формы нахождения, характер и номенклатуру вулканокластических или вулканообломочных образований; приве-

дем также основные определения, поясняющие методологическую позицию авторов.

Вулканические обломочные породы состоят из фрагментов эффузивного и пирокластического материала. В вулканогенных обломочных (осадочно-вулканогенных и вулканогенно-осадочных) породах может присутствовать переменное количество седиментогенного, хемогенного и другого материала, непосредственно не связанного с вулканическим процессом. Для вулканогенных обломочных пород цементом может служить лава, и такие породы мы называем ксенокластолавой; используемый для них термин «лавобрекчия» содержит значительно меньше информации. Под влиянием высокой температуры обломки могут быть сплавлены («сварены») с образованием игнибритов или пламенных туфов.

Пирокластические породы сложены обломками вулканического материала с примесью пеплов того же состава. В сплавленных типах этих пород (сваренные туфы, игнибриды или туфолавы, агглютинаты) связующим элементом может быть стекло. К ним относятся отложения раскаленных пирокластических потоков, отложения агломератовых потоков и некоторые типы жерловых брекчий — автокластолав.

Эксплозивные брекчии (вулканические и инъекционные) — обломочные субвулканические породы с мелкообломочным фельзитоподобным цементом, образующие сложные секущие или межпластовые тела. Это своеобразные эруптивные брекчии, важным признаком которых являются жильная форма залегания и некоторые особенности состава. В большинстве случаев в них отсутствуют ювенильный пемзовый материал и микрообломочный цемент. Происхождение эксплозивных брекчий объясняют взрывным отделением летучих от поднимающихся в верхние горизонты фундамента кислых магматических расплавов. Эти подземные взрывы происходили на глубинах 1—2 км.

Обширный класс вулканогенных обломочных пород подразделяется на вулканокластический и вулканогенно-осадочный подклассы, различающиеся относительной ролью первичного вулканического материала.

В группу вулканических обломочных пород включаются образования, содержащие кластику — обломки лав, и посторонние примеси. Следует считать целесообразным применение терминов авто- и ксенокластолава, причем по крупности обломочного материала надо выделять отдельно глыбовые разности, в которых размеры кластики превышают 200 мм. Вероятно, нет необходимости в более дробном делении обломков, особенно автокластолав. Что же касается ксенокластолав, включающих обломки пород фундамента вулкана, то они, как правило, встречаются в непосредственной близости от вулканических аппаратов, а размеры их обломков зависят главным образом от энергии (интенсивности) извержения.

Пирокластические породы, в зависимости от местных условий, могут подвергаться спеканию или свариванию, а в случаях накопления в водной среде уплотняться, превращаясь в туфы или в туфоиды. Выделение последних в качестве дополнительного вида пирокласти-

ческих пород целесообразно, поскольку позволяет более детально расшифровать строение вулканических полей и провести реконструкцию условий вулканической деятельности. Целесообразность введения равноценного термина была признана Г. С. Дзюценидзе. Область нахождения туфоидов распространяется от центров вулканической активности не более чем на 800—1300 м, в большем удалении они латерально замещаются туффитами.

Пирокластические породы обычно представляют собой субэвральные образования и чаще всего залегают в виде покровов, реже — потоков.

Пеплово-лавовые покровы и игнимбриты возникают на определенной стадии формирования периферических очагов, когда магма дифференцируется до кислой пироматмы, обогащенной летучими на орогенном и платформенном этапах эволюции. Соответственно меняется стиль вулканизма, порождающего различные типы пород — субвулканические, гипабиссальные, вплоть до интрузивных гранитоидов. Естественно, что при подводном орогенезе вулканические извержения не поставляют типичных игнимбритов и такситовых пород.

Ареальные игнимбритовые извержения типичны для орогенных этапов и вулканизма молодых платформ. Они имеют наиболее широкое площадное развитие на позднеорогенных этапах при неглубоких вулканических очагах.

Своеобразны неогеновые пепловые потоки вулканов океанических платформ: на о. Гран-Канария такие потоки трахитов и натриевых риолитов характеризовались непрерывной дегазацией и постепенным увеличением плотности и вязкости. Однако наличие воды и щелочей, по-видимому, понижало вязкость, и до последнего момента они двигались как ламинарно текущая масса. В результате в текстуре потока появляются сплюснутые, раздавленные и скрученные обломки пемзы, складки, текстуры надвига, трещины растяжения, пустоты вокруг включений.

Пирокластические потоки отличаются большой подвижностью, поскольку высокотемпературная лавина обломочного материала сопровождается выделением газов. Лавовые обломки окружены расширяющейся оболочкой выделяющихся газов и вследствие этого приобретают турбулентное движение. При неравномерном выделении газов в нижних частях потока образуются сплавленные линзы лав, а частицы пепла и шлака уносятся лавиной на различные расстояния от вулканов в зависимости от массы и силы направленного взрыва. Иногда пирокластические потоки удаляются от подножья вулкана на расстояние около 10 км. Это объясняется также наличием воздушных «подушек», образующихся при быстром выбросе массы обломков, окутанных расширяющимся газом.

В процессе изучения вулканокластолитов постоянно возникает необходимость получения представлений о химизме объектов исследований. С этой целью к названию породы следует добавлять дополнительное прилагательное, отражающее петрохимическую природу данного геологического тела, например, псефитовый витролитокристаллокластический дацитовый туффит. При изучении вулканических пород химическому анализу следует подвергать эффузи-

вы, а при изучении ксенокластолав анализировать лишь их лавовый цемент, дабы избежать загрязняющего влияния чужеродного материала. Необходимо анализировать также свежие или очень слабо измененные (но не гидротермально!) разности туфов и туфоидов. При этом в агломератовых туфах для анализа надо отбирать лишь цемент.

Анализ пород, претерпевших зеленокаменный метаморфизм, следует выполнять, поскольку при подобном типе преобразований изменения носят изохимический характер и не меняют валового состава породы. Анализируя туфоиды, надо исключить разновидности, содержащие заметные количества терригенного материала.

Породы фундамента вулканических сооружений и проблема вулcano-плутонических ассоциаций

В вулканических сооружениях различаются суперструктура (аккумулятивная часть вулканической постройки), субструктура (фундамент до вулканических очагов) и интраструктура. Последняя обеспечивает механизм тепломассопереноса вследствие пониженной вязкости вещества и наличия магматического давления.

В зависимости от структуры фундамента, определяющейся региональной тектоникой, субструктура вулкана имеет разную глубину и строение. Региональные различия субструктур в платформенных областях определяются неглубоким залеганием кристаллического фундамента, перекрытого осадочной толщей. В геосинклинальных областях, где вулканический пояс находится в четких рамках внутренних островных дуг, субструктура вулканов связана с прогретым магматическим столбом, который опирается на зону Беньофа и отличается асейсмичностью. В орогенных областях для субструктуры особенно характерно развитие кольцевых структур и субвулканических интрузий.

Образование субвулканических интрузий, вероятно, обусловлено активным вторжением магмы, поднимающейся под гидростатическим давлением и освобождающей пространство путем обрушения кровли и раздвигания пластов горных пород. При этом образуются многочисленные согласные и несогласные по отношению к слоям кровли апофизы, силлы и дайки. Во многих случаях субвулканические тела внедрились в толщу осадочных пород, не прорвавшись к поверхности Земли.

Принято считать, что синорогенные конкордантные магматические тела, согласные с вмещающими породами, редко бывают связаны с вулканами, в отличие от секущих плутонов, которые, вероятно, под влиянием бокового давления могут пополнять вулканические очаги, залегающие в земной коре при извержениях. Еще недавно предполагалось, что магма батолитов может проплавливать кровлю и, ассимилируя ее, непосредственно достигать поверхности в форме вулканов. В последние годы многие отвергают этот взгляд, считая, что гранитная магма, приближаясь к поверхности Земли, из-за потери летучих становится вязкой и теряет подвижность, которая необходима для вулканического прорыва. Однако с обрушением кровли

гранитных батолитов принято связывать мощные туфовые извержения, образующие игнимбритовые плато и покровы. Обширные игнимбритовые и риолитовые плато (Новая Зеландия — 26 тыс. км², Йеллоустонский парк — 7,5 тыс. км²) Ф. Вульф рассматривал как результат проплавления кровли огромными бездонными резервуарами гранитоидной магмы. Г. Мейер, основываясь на геофизических данных, предполагает, что в западной части Америки батолиты имеют плоскую щитообразную форму, многоярусное строение, небольшую мощность и близповерхностное залегание.

В XX веке проблема связи вулканов с плутоническими телами неоднократно пересматривалась. По представлениям Э. Зюсса и Р. Дэли, вулканы и батолиты — это взаимодействующие системы, соединенные сквозными каналами. По Е. Андерсону, кольцевые и конические структуры такую связь исключают.

Однако во второй половине XX века возникло множество гипотез, связывающих вулканы и интрузии системами штоков и даек. Е. К. Устиев, Г. Д. Афанасьев и другие исследователи на основе анализа тектоно-магматических процессов доказали возможность существования в орогенных вулканических поясах сопряженных вулканоплутонических формаций, что позволило обсуждать эту проблему в рамках региональных структур. Эти формации или ассоциации, вероятно, формируются в эпигеосинклинальных (гранитоидные плутоны) и в эпиплатформенных орогенах (основные или щелочные плутоны). Образование кольцевых субвулканических комплексов отмечается на разных этапах эволюции геосинклинальных и платформенных областей.

Извержения, как правило, предваряют кристаллизацию интрузивных фаций. Проводившееся для оценки сопряженности формирования изучение абсолютного возраста интрузивных и эффузивных пород в вулканоплутонических комплексах показало, что обычно более древние абсолютные возрасты эффузивных членов этих комплексов. По данным А. М. Борсука, абсолютный возраст вулканов Центрального Кавказа 3,8—2,5 млн. лет, а соответствующих им интрузивных фаций 3,5—1,7 млн. лет. Такая возрастная близость позволяет объединить эффузивные и интрузивные тела в вулканоплутонические формации.

Сосуществование действующих вулканов и интрузий в пределах вулканоплутонической ассоциации исключается, так как по мере кристаллизации интрузии в фундаменте вулкана деятельность его прекращается. Таким образом, первые этапы кристаллизации интрузивов означают истощение вулканических излияний, которые проявляются лишь в форме фумарольной деятельности. Рассмотрим структуры и формы магматических тел фундамента вулканов.

Субвулканы (вулканоплутоны) — гипабиссальные интрузивные тела, залегающие на небольшой глубине и сообщавшиеся с земной поверхностью, в отличие от плутонов. Геологическая позиция таких тел определяется антиклинорными участками геосинклинальных областей и поясами разломов окраин геосинклинальных трогов.

Лакколиты (грибообразные силлы) — интрузивные залежи карабобразной формы, приподнявшие при внедрении кровлю осадоч-

ных пород (см. рис. 4). Эруптивные лакколиты образуются при прорыве магмы на поверхность в результате раздробления кровли лакколита. При этом происходит образование вулканотектонических горстов и грабен.

Силлы (пластовые интрузии) — линзообразной или чечевицеобразной формы тела, иногда занимающие несколько этажей в осадочных толщах или среди вулканических покровов на платформах. Они обычно сложены долеритами, диабазами или порфиритами и по форме залегания сходны с покровами. Разновидность силлов — сфенолиты, которые представляют собой клинообразные гипабиссальные интрузии, залегающие частично несогласно в осадочных породах. Лополиты — крупные интрузивные тела в форме плоской чаши, сложенные толщами габброидов, образовавшихся при дифференциации основной магмы. Штоки — разновидности приповерхностных интрузий столбообразной формы, не всегда связанные с жерловыми образованиями, но сложенные массивными породами, у контактов часто брекчированными.

Наиболее характерными структурами, нарушающими фундамент в областях базальтовых излияний, являются дайки. В разрезе они иногда выглядят как вертикальные столбы в основании лавовых покровов или как узкие вертикальные стены над более разрушенными вмещающими породами. Мощность даек может достигать сотен метров, а протяженность отдельных даек и их серий — сотен километров. Дайки, заполняющие подводящие каналы, характеризуют режим давления в вулканическом очаге и тектонические движения в его кровле. Простирание радиальных даек и их серий перпендикулярно региональному растяжению, вызывающему открытие трещин. Формирование кольцевых и конических дайковых серий обусловлено вертикально направленным движением, вызванным изменением давления в вулканическом очаге (см. рис. 4).

Субвулканические интрузии занимают промежуточное положение между эффузивными и гипабиссальными, часто имеют гранитоидный состав (граниты, липариты, сиениты, кератофиры) и обычно оказывают активное воздействие на вмещающие толщи (крутые секущие контакты, присутствие кровли). Иногда часть расплава выходит на поверхность в период формирования субвулканической интрузии с образованием пород эффузивной или жильной фаций. Поскольку понятие «корни вулканов» имеет неопределенное толкование (периферический очаг, магматический столб, питающий вулкан), то и не существует единого мнения о роли субвулканических интрузий в процессе вулканизма. В частности, К. Н. Рудич [25] рассматривает их как результат внедрения магмы по подводящим каналам после активной вулканической деятельности. В фундаменте вулканов можно предполагать образование кольцевых и конических структур, иногда проявляющихся в их кальдерах.

Сложность строения крупных субвулканических массивов часто затуманивает их структурное положение в вулканической системе. Иногда подобные образования, протяженные по вертикали, занимают положение, промежуточное между субструктурой и суперструктурой. Примерами вулканических субструктур являются массивы Боурдах-

ский площадью 2 тыс. км², Тарынский площадью 1,7 тыс. км² и др. Первый имеет чашеобразную форму и залегает в мощной толще мезозойских пород в крыле геосинклинальной зоны, характеризующейся блоковой структурой и полями эффузивов, развитых по окраине Колымского срединного массива. Многофазность формирования, связанного с пульсационной подачей расплавов, по мнению К. Н. Рудича, определила разнообразие структур массива — силлы различной мощности, купола, дайки, лакколиты, сложенные кислыми монолитными породами и эксплозивными брекчиями. Кольцевая структура Тарынского субвулкана еще сохраняет остатки кровли. При внедрении массив заполнил изометричную полость блока осадочных пород, опустившегося по кольцевым разломам. По мнению В. Н. Котляра [16], примером промежуточной структуры может служить Памбакский кольцевой интрузив в Армении.

К. Н. Рудич отмечает единство процессов формирования интрузивных субвулканических и эффузивных тел и их тесную генетическую связь на определенных этапах развития подвижных поясов вследствие поднятия расплавов из единого магматического очага, что соответствует понятию вулcano-плутонической ассоциации. Механизм формирования субвулканических интрузий он видит в активном освобождении пространства, заполняемого расплавами при их вертикальном подъеме с раздвиганием прорываемых толщ пород. При вдавливании расплавов в осадочные толщи по флангу куполов образуются дайки и апофизы.

Субвулканические гипабиссальные интрузии в ряде случаев образуют кольцевые несогласные тела, определяющие строение фундаментов вулканов центрального типа. Такие интрузии сложены ультраосновными, кислыми и щелочными породами. Многофазное внедрение магмы типично для образований Хибинского и Ловозерского массивов, относящихся к лополитам. И. В. Буссен и А. С. Сахаров предполагают, что их структура и форма видоизменились под действием пульсационного внедрения магмы. Детальный анализ субвулканических массивов и кольцевых структур разных масштабов был проведен Е. В. Свешниковой [30].

Субвулканические фации относятся к типу пород, залегающих в основании вулкана и генетически с ним связанных. На глубине нескольких километров — это гипабиссальные интрузии, заполняющие внутрикоровые вулканические очаги, а ближе к поверхности Земли — лакколиты, силлы, дайки, штоки, лавовые жилы и даже некки, связанные с поверхностью в форме как жерловых выполнений, так и интрузий; они заполняют трещинную систему над периферическим очагом. Субструктура платформенных вулканических областей включает большие интрузивные залежи — силлы, сфенолиты и лополиты. Поверхностные магматические процессы проявляются массовыми излияниями базальтов.

Основные принципы палеовулканических реконструкций

Цель палеовулканических реконструкций — изучение и реставрация структур, текстур, вещественного состава и фациальных особенностей пород, слагающих разные уровни древних вулканических

построек. В процессе региональных реконструкций выявляются структурное положение и вещественный состав вулканических образований, претерпевших в процессе складчатости и метаморфизма крупные перестройки: они смяты в крутые, иногда изоклинальные складки, причем более интенсивные деформации испытали вулканогенно-осадочные породы, слоистые обломочные и пепловые толщи, а массивные вулканические постройки служили упорами при складкообразовании. В окружающих вулканические массивы складках сохраняются соотношения фаций вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, что способствует корреляции вулканических толщ в разобщенных структурах.

Первичные структуры архейских вулканических комплексов «зауалированы», но в нижне- и среднепротерозойских толщах они достаточно четки, а в верхнепротерозойских уже сохраняются реликтовые признаки вулканических пород в кристаллических породах (стекло, участки микропйкилитовой и фельзитовой структур).

Структурно-фациальные черты субвулканических пород позволяют наметить положение каналов, по которым вторгались гипабиссальные и интрузивные пластовые тела силлов, секущие дайки, штоки и интрузии. Жерловые корни эффузивов связаны также с трещинными внедрениями, служившими каналами вулканических излияний, а в некоторых случаях — для образования самостоятельных интрузий. Боковые вулканические каналы бывают заполнены некками меньших размеров, чем центральная экструзия. Изучение фаций помогает отличить лавовые покровы континентального типа от подводных.

С помощью палеовулканических исследований можно выяснить закономерность пространственного расположения вулканических толщ и генетические сопряженности вулканических образований, разобщенные процессами эрозии. При этом коррелируются различные динамические условия формирования состава и внутреннего строения вулканов. Фациальная смена пород основных фаз извержений (эксплозивно-эффузивной и эффузивной) отражает изменение динамики вулканических процессов. Вулканогенные образования, зонально оконтуривающие вулканические центры, представлены различными фациями и часто несут следы воздействия рудных эксгаляций, фумарольно-сульфатарных металлоносных растворов и вулканогенно-хемогенных процессов.

Среди вулканических фаций по глубинности различают гипабиссальные плутонические и приповерхностные, вулканические. К первой группе относятся интрузивные и экструзивные породы, ко второй — эффузивные, пирокластические, игнимбритовые и осадочно-вулканогенные. Границы между ними проводятся по степени удаленности фаций от центров извержений и зависят от интенсивности эксплозий и вязкости лав. Для приповерхностной и субвулканической зон эрозии характерно широкое распространение гидротермально измененных пород — вторичных кварцитов, пропилитов и др. Принятые интервалы глубин образования для субповерхностных фаций от 0,5 до 2 км, гипабиссальных — от 2 до 5 км.

Эксплозивно-экструзивная стадия извержений сопровождается отложением разнообразных пирокластических пород и формированием агломератовых потоков, среди которых залегают единичные потоки лавы и выделяются экструзивные купола. Выбросы пирокластического материала отлагаются на склонах и перекрываются лавовыми потоками. При оконтуривании по вулканическим фациям эруптивных центров обычно выделяется жерло вулкана, фиксируемое штоком субвулканических порфирировых пород. Породы периферических частей экструзий имеют эффузивный облик, центральные части нередко полностью закристаллизованы. Жерловые купола проявляются как активные экструзивные образования, захватывающие и изменяющие ксенолиты вмещающих пород. Жерловые зоны побочных вулканов, возникающих в посткальдерную стадию, бывают связаны с крупными субвулканическими телами, внедрившимися по кольцевым разломам. Для вулканических зон линейного типа характерны цепи линзовидных даек, выполняющих жерла палеовулканов и прослеживающихся вдоль тектонических нарушений.

Жерловые экструзии иногда зональны, что обусловлено структурами и текстурами вмещающих пород: в одних случаях массивная экструзия окружена кольцом автокластолав и даек того же состава, в других — шлейфом ксенокластолав (лавовых брекчий с обломками пород, оторванных от стенок жерла). Экструзия может быть оконтурена зоной агломератовых туфов и туфолав, крупнообломочных туфов и эруптивных брекчий. Залегающие среди туфов кластолавы в некоторых экструзиях гидротермально метаморфизованы, а иногда по направлению к периферии вулканического аппарата приобретают флюидалный облик. Вблизи жерла обычно наблюдается увеличение мощности продуктов извержений, особенно экструзивных потоков кислого состава и грубых несортированных агломератов с крупными вулканическими бомбами.

Для спилит-диабазов характерно преобладание лавовых покровов и переслаивающихся вулканогенно-осадочных и осадочных отложений, для вулканитов среднего и кислого состава более типичен пирокластический материал (эксплозивный коэффициент 50—70 %).

Результаты реконструкции вулканов разных геотектонических регионов позволяют сопоставлять типичные вулканические структуры с целью выявления условий формирования пород и связанных с ними полезных ископаемых. Существенной является разработка представлений об изменении системы магмо- и рудовыводящих каналов и разломов в период деятельности каждого вулкана. Это связано с режимом дифференциации магмы в вулканических очагах разных уровней фундамента и пульсационной периодичностью явлений в процессе эволюций вулкана. Структуры палеокальдер можно рассматривать как «проекцию» на земную поверхность глубинных вулканических резервуаров. Прежде всего выявляются структурообразующая роль периферических вулканических очагов и залегающей под ними зоны тепломассопереноса, а также роль очагов разных глубин эволюции телескопированных кальдер.

Для типизации вулcano-плутонических формаций диагностическое значение имеют также связанные с ними типы рудной минера-

лизации: пирит-халькопиритовые залежи линзообразной формы типичны для спилит-кератофировой формации, в интрузивных и субвулканических фациях основных пород могут присутствовать прослои титаномагнетита и ильменит-магнетита, крупные выделения сульфидов в шаровидных агрегатах присущи интрузивным и субвулканическим габбро-норитам.

Методы палеовулканологических исследований, посвященных изучению структур вулканов рудоносных территорий, прошли сложный путь. Были проведены палеовулканологические реконструкции региональных вулканических поясов, основанные на изучении связи вулканических и вулкано-тектонических структур со строением фундамента и историей его геотектонического развития, причем наиболее молодые вулканические формации были эталонами для исследований, которые начинались с петрографо-геологического изучения вулканических толщ и анализа разных фациальных типов пород для выявления структуры палеовулканов. Результаты изучения разновозрастных вулканических толщ позволили перейти к обоснованным структурно-палеовулканологическим построениям.

Структуры вулканов определяются типами извержений, темпами и путями переноса и распространения продуктов их деятельности. С течением времени строение вулканов усложняется вследствие последовательного наложения (телескопирования) одних структурных форм на другие. Детальный палеофациальный анализ помогает выявить соотношения вулканических пород различного состава и расчленить вулканические аппараты на части или зоны.

Зональное кольцевое распределение вулканических фаций, жерловых, прижерловых и удаленных от эруптивных центров — обычное явление для древних вулканических построек центрального типа. Первая выражена штоками и дайками порфиров; площадь штоков достигает 5 км², форма неправильная изометричная. Прижерловые фации ранних фаз вулканической деятельности состоят из агломератовых, реже лапиллиевых туфов. При взрыве лавовой пробки на склонах вулканов вблизи жерла образуются глыбовые брекчи со спекшимся монолитным обликом и признаками течения, со слоистым расположением мелкообломочного материала среди крупнообломочного.

Преобладание агломератовых потоков на одном из склонов палеовулкана свидетельствует о направленности его взрывной деятельности. Для прижерловых зон типичны потоки с бортовыми валами и канатными лавами.

Во впадинах подводного рельефа у склонов вулканических построек накапливаются осадочно-вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы. Тонкослоистые пепловые туфы при осадконакоплении, последующем диагенезе и под воздействием гидротерм обогащаются кремнеземом, известью и глиноземом с формированием тонкослоистых пачек кремнистых и известковистых глиноземистых туффитов. Деятельность вулканов в таких условиях не сопровождается выбросом обломочного материала на большое расстояние. Здесь же отлагаются мощные толщи кислых туфов, причем отмечаются частые размывы туфовых толщ и переслаивание их вулканогенно-осадочны-

ми породами, а тонкослоистым туфам и туффитам присуще наличие сульфидной вкрапленности. Среди туффитов и кварцитов встречаются прослой известковистых туффитов и графитизированных сланцев.

В жерловых структурах важную роль играют глыбовые туфобрекнии (агломератовые туфы и кластолавы) и игнимбритоподобные туфы, слагающие трубообразные жерловые тела; иногда они расположены на некотором расстоянии от жерла в зоне региональных разломов. По мере удаления от оси вулкана в прижерловой зоне глыбовые агломератовые туфы фациально переходят в крупнообломочные разновидности. При удалении от вулканических центров вверх по разрезу обычно преобладают аллохтонные фации — осадочно-вулканогенные и вулканогенно-осадочные. Вулканическая деятельность первой фазы заканчивается эксплозивными выбросами агломератовых и псаммитовых туфов, чередующихся с прослоями туффитов.

Жерловые породы подводных извержений характеризуются зонами охристого ожелезнения в тех случаях, когда вулканическая постройка поднимается над уровнем моря. При этом пирокластический материал постепенно перемывается в зоне прибоя, и при удалении от центра извержения жерловые фации мало отличаются от прижерловых и постепенно переходят в осадочно-обломочные шлейфы, затрудняющие определение местоположения жерловой структуры.

Подушечные лавы обычно приурочены пространственно к околожерловым участкам вулканов, а шаровые и флюидальные текстуры позволяют выявить направление течения лавовых потоков. При этом текстуры течения чаще заметны в кровле потоков, вблизи от их истоков.

РУДОВМЕЩАЮЩИЕ И РУДОНОСНЫЕ ВУЛКАНОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ

Основные принципы формационного анализа

При анализе строения вулканических толщ обычно классифицируют естественные группы геологических образований. В отечественной литературе широко применяются понятия «формация» и «фация». Впервые термин «формация» для магматических пород в 1888 г. ввел Ф. Ю. Левинсон-Лессинг; в развитие этого учения большой вклад внесли М. А. Усов, Ю. А. Кузнецов и Е. К. Устиев. Основная задача формационного анализа — выделение однотипных естественных ассоциаций горных пород и руд, отражающих сходные условия их образования независимо от возраста. Результаты изучения формаций — необходимая основа историко-геологических, петрологических, металлогенических и других построений. Появившись как понятие чисто эмпирическое и конкретное, формация затем была абстрагирована и стала элементом геологического развития отдельных регионов.

Определение формации, разработанное Н. С. Шатским и Н. П. Херасковым для осадочных толщ, в принципе применимо и к магматическим образованиям, тем более что оно может быть отнесено к вулканогенно-осадочным толщам. По Ю. А. Кузнецову, магматические формации имеют специфические черты, но в целом являются частным случаем геологических. В целом формация характеризует конкретный отрезок геологической истории, поэтому существуют закономерные связи формационных типов (абстрактных формаций) с отдельными этапами развития земной коры.

Под магматической формацией, в соответствии с представлениями Ю. А. Кузнецова, авторы понимают естественную ассоциацию изверженных пород, закономерно проявляющуюся в определенной геологической обстановке в ходе развития разновозрастных, но однотипных геотектонических элементов земной коры. Попытка систематизации конкретных формаций в рамках региональных условий неизбежно приводит к рассмотрению более или менее типичных абстрактных категорий, подобно тому как изучение конкретных геологических структур заканчивается их типизацией. Главными признаками конкретной вулканической формации Ю. А. Кузнецов считает: 1) состав и характерную парагенетическую ассоциацию горных пород; 2) геологическую обстановку образования, отраженную в фациальных типах пород, входящих в формацию; 3) связь с геологическими структурами и стадиями их развития.

Одним из основных элементов понятия формации является определение ее границ и объемов. В приложении к осадочно-вулканогенным образованиям формации будет соответствовать толща, сложенная парагенетически связанными слоями пород весьма изменчивой мощности. В общем случае она является многопородной, и лишь как исключение встречаются однородные формации. При вулканогенном пороодообразовании границы формаций соответствуют перерывам в накоплении изверженного вулканами материала и чаще всего составляют какую-то часть стратиграфической единицы, либо объединяют два или даже три отдела или яруса.

Для палеовулканологических реконструкций целесообразно выделять латеральные ряды фаций и формаций, образующиеся в ходе развития определенной крупной вулканической структуры. Иногда латеральные границы формаций соответствуют тектоническим нарушениям, чаще они характеризуются постепенными переходами.

Выделяется несколько абстрактных формационных категорий — классов, объединяющих петрологически родственные геологические образования. К числу формационных подразделений относятся осадочный, магматический, смешанный, метаморфический и рудный классы. При этом магматический формационный класс делится на вулканический (эффузивный) и плутонический (интрузивный) подклассы. Иногда эти последние образуют сложные вулканоплутонические комплексы (или формации, по Е. К. Устиеву).

Верхней по рангу, по мнению Е. К. Устиева, принята наиболее общая категория — система формаций, свойственная тому или иному типу структуры земной коры и определяющаяся характером и на-

правленностью тектонического развития определенного, достаточно крупного региона. Под системой формаций понимается вся совокупность геологических формаций, не только осадочных и магматических, но и осадочно-вулканогенных, метаморфических и рудных. Эта совокупность будет характеризовать геологическую историю области в целом. Как показали М. А. Фаворская и И. Н. Томсон, широкая ассоциация геологических образований, составляющих систему формаций, может определять историю направленного геологического развития достаточно обширной территории.

Следующим по рангу подразделением принимается серия, которая объединяет совокупность геологических формаций, характеризующих геологическое развитие территории в пределах одного тектономагматического цикла. А. А. Богданов считает, что серия формаций соответствует понятию структурного комплекса.

В группы объединяются формации, отражающие развитие территории в течение отдельного этапа одного из тектономагматических циклов. Такое понимание группы формаций, очевидно, соответствует содержанию понятия металлогенической ассоциации, по мнению М. И. Ициксона, В. М. Матвеевко и др. Отдельные стадии тектонических этапов, видимо, будут определять ряды формаций. Так, раннюю стадию геосинклинального этапа отражает определенный набор формаций, объединяющихся в ряд и слагающих конкретный структурный этаж в понимании А. А. Богданова. К числу формационных категорий низших таксономических рангов относятся субформация, фациальный тип и отдельное геологическое тело.

Необходимость выделения формационных категорий низших рангов вызвана сложностью строения многих формаций. Е. К. Устиев указывал, что субформация состоит из парагенетически связанных пород, которые характеризуются частичной геологической самостоятельностью, и отличающихся некоторыми локальными особенностями петрографического состава, позволяющими выделять их из сообщества той формации, с которой они связаны своим распространением; выделение субформаций иногда необходимо и при исследовании вулканогенно-осадочных формаций, компоненты которых, помимо чередования, обнаруживают и некоторую степень геологической автономности. То же относится и к более низким формационным категориям.

Элементом формационного подразделения для стратифицированных толщ является тело или группа тел пластообразной формы, имеющих локальное развитие и отличающихся от вмещающей среды петрографическими и петрохимическими особенностями; как фациальный тип могут быть выделены только осадочные, эффузивные и вулканогенно-осадочные образования.

Понятие геологическое тело (обособленный интрузив или поле интрузивных тел, однородных по составу и строению) используется в целях формационного анализа в приложении к интрузивным, субвулканическим и дайковым образованиям.

Следует выделять формационные классы — осадочный, магматический, осадочно-вулканогенный, метаморфический и рудный — и ограничивать площади распространения определенных породных ассо-

циаций, характерных для данного формационного типа. Тем самым могут быть определены границы площадей развития геологических тел, объединяемых в каждом конкретном случае в формации, и последние при этом приобретут уже вполне конкретное содержание. Понятие фации отражает физико-географические и геологические условия образования конкретного геологического тела однородного строения. Представление о фациях в широком геологическом аспекте было перенесено из геологии осадочных пород. Впервые оно было введено А. Гресли в 1838 г., в магматической геологии понятие «фация» впервые было применено в конце XIX века Ф. Райером и Ф. Ю. Левинсон-Лессингом. С 1935 г. М. А. Усов стал употреблять этот термин в генетическом смысле, выделяя экстрезивные, дайковые, жерловые, силлово-лакколитовые и другие фации. В магматических телах нередко выделяются краевые фации, характеризующиеся условиями относительно быстрого охлаждения. Каждая минеральная фация объединяет породы, образовавшиеся в сходных термодинамических условиях и парциальных давлениях летучих компонентов, для магматических пород в первую очередь H_2O .

Геологические формации трудно поддаются типизации, поэтому общепринятая классификация их еще не создана. В основу такой классификации должны быть положены в первую очередь объективные признаки: набор слагающих формацию главных и второстепенных пород, петрографические, химические, структурные и текстурные особенности, комплекс метаморфических преобразований. Однако очень часто при выделении формаций используются не столь объективные признаки, например палеогеографические формации платформенные, геосинклинальные и др.

Формации магматических и метаморфических пород в первом приближении можно подразделить на три большие группы, относящиеся к тектонически активным (подвижным) зонам, к промежуточным зонам (переходного типа) и устойчивым областям. Формации тектонически активных зон охватывают магматические и метаморфические проявления, сопровождающие геосинклинальное развитие земной коры, в котором различаются собственно геосинклинальная и последующие переходная и орогенная стадии.

В 1970—1976 гг. во ВСЕГЕИ проводились специальные исследования магматических формаций разнотипных структурных зон земной коры на территории СССР в целях создания основы для металлогенических обобщений в региональном аспекте. При этом основное внимание было уделено внутренним свойствам формаций — вещественному составу, строению и соотношению с окружающими образованиями. Главная задача формационного направления в геологии — установление связей полезных ископаемых с определенными видами ассоциаций этих пород и оценка минерагенической продуктивности последних. Принятые исследователями таксономические ряды включают семейства, группы и отдельные виды формаций, а также временные и латеральные ряды для магматических формаций классов геосинклинальных, орогенных и кратонных режимов.

Как показывают результаты формационного анализа, с тектонически активной, раннегеосинклинальной стадией развития земной ко-

ры связана группа толеит-базальтовых формаций, с орогенной — группа андезит-базальтовых формаций, а со стадией платформенной консолидации — трахибазальтовых. По данным японских геологов, в системах островных дуг тектонически активные зоны располагаются во внешних (океанических) частях, прилегающих к глубоководным желобам, а с удалением в сторону континентов (более консолидированных структур) магматизм приобретает щелочный характер. Такое закономерное изменение состава магматических проявлений наблюдается в современных Курильской и Нампо-Марианской геосинклиналях. Определяются вулcano-тектоническая позиция каждой древней вулканической формации, ее петрохимическая и металлогеническая специализация, геологическая история, происхождение магмы, связанной с разными типами вулканических очагов (коровые, подкоровые, мантийные).

Вулканические породы, обособляющиеся по вещественным и структурно-фациальным признакам, могут представлять вулканические формации, характеризующие определенные структурные условия: геосинклинальные, платформенные, океанические (второй слой океанической коры, океанические хребты и т. д.).

Более крупные подразделения выделяются при группировании структурно-сопряженных формаций, последовательно сменяющих друг друга по вертикали и латерали. Образующиеся при этом вулканические ассоциации представляют собой совмещение двух или нескольких формаций, объединяемых общностью структурно-морфологических позиций на разных стратиграфических уровнях. Например, толеитовые базальты образуют однородные базальтовые ассоциации. В составе таких ассоциаций иногда встречаются аналоги андезито-базальтов и андезитов, отличающихся от сходных по кислотности пород других ассоциаций высокими содержаниями суммы оксидов железа и окиси титана. Определенным соотношением между MgO , CaO и суммой оксидов железа характеризуются океанические толеитовые (или собственно толеитовые) базальты, примером которых является формация, выраженная морфологически в рифтах срединно-океанических хребтов.

По петрохимическим признакам выделяются также формации океанические, не имеющие сплошного развития в гранитно-метаморфической коре и слагающие фемическую кору. На фоне почти сплошного развития базальтоидов на дне океанов в районах микроконтинентов слабо проявлен кислый вулканизм. Для базальтоидов океанов в целом характерно низкое содержание кремнекислоты и высокое MgO и CaO , что сближает их с базальтоидами чехла древних платформ.

Формации вулканогенных и вулканогенно-осадочных типов

В задачи формационного анализа входит изучение вертикальной и латеральной последовательности вулканических и рудных формаций. В первом случае рассматриваются этапы развития вулканических поясов, во втором — изменчивость вулканических и рудных формаций, определяющаяся неравномерным развитием соседних структур.

турных зон. Формационный анализ вулканических образований можно применять в разных объемах, в соответствии с задачами глобальных, региональных и локальных исследований.

При изучении вулканизма с глобальных позиций следует рассматривать его как важнейший в энергетическом отношении фактор, осуществляющий теплоотдачу Земли. Различные типы извержений (гавайский, катмайский, везувийский и др.) не подчинены региональной ограниченности, имея определенную направленность и характер развития во всех глобальных структурах Земли, безотносительно от принадлежности к тому или другому геотектоническому региону. Например, помимо вулканов океанических островов гавайские типы извержений известны у вулканов континентальных платформ (Восточная Африка), а также у вулканов ранних орогенов (Камчатка). С глобальными структурами земной коры — платформами, мобильными поясами, — подчиненными подкоровому субстрату, связаны типы магм, определяющие основной, средний, кислый или щелочной характер вулканизма. Образование типов вулканогенных формаций вызвано структурной неоднородностью оболочек Земли. Следовательно, формационный анализ вулканических пород в глобальном масштабе позволяет выявить отличия вулканических процессов в зависимости от преобладающих типов извержений и тех или иных соотношений продуктов извержений в различных тектонических условиях.

Формации рассматриваются как функция динамики глубинных процессов и геотектонического режима, определяющих их петрохимический состав и структурно-фациальные признаки. Региональные особенности вулканогенных формаций проявляются в петрохимическом своеобразии и структурно-фациальных различиях. Это является причиной разнообразия конкретных формаций, что для многих исследователей служит основанием для отрицания цикличности в развитии структур земной коры.

Накопление вулканогенных формаций происходит значительно быстрее, чем осадочных. Как правило, отложению мощных вулканических толщ сопутствует погружение их ложа, обусловленное гравитационной компенсацией, и образующиеся компенсационные прогибы определяют нижние границы формации. Формирование вулканогенных формаций происходит на фоне сложных тектонических процессов, сопровождаемых и определяемых притоком и оттоком глубинной энергии и вещества в зонах вулканической деятельности. Приток вещества, в зависимости от типа структуры, которой он подчинен, вызывает сводовое или куполообразное поднятие или образование структур других типов, по флангам сопровождающихся компенсационными прогибами.

Вулканические постройки, расположенные на орогенном, складчатом, не полностью консолидированном основании, испытывают под тяжестью своей массы вулканотектонические прогибания, при этом по системе разломов образуются грабенообразные прогибы, компенсируемые последующими излияниями. Обширные вулканотектонические депрессии овальной формы могут быть заполнены толщами эффузивов мощностью до 2 км, изливающихся по склонам растуше-

го поднятия. Андезитовые вулканы в грабен-синклинальных опускающих сопровождаются отрицательными аномалиями Буге. Судя по гравиметрическим данным, под отдельными вулканами и вулканическими районами наблюдаются дефицит масс и отток вещества, формирующие структуры обрушения — рифты, долины, кольцевые структуры, кальдеры.

Положение формации определяется контурами вмещающей структуры поднятия или компенсационного прогиба. Аномальное гравитационное поле наблюдается над подводными и надводными вулканами области переходных зон тихоокеанского типа, с которой связано образование островных дуг и желобов и развитие процессов андезитового вулканизма.

Значение вулканизма в перекомпенсации прогибов на поверхности фундамента вулканических областей (дна океана, синеклиз, платформ, вулканотектонических депрессий), вероятно, можно оценить как опускание под тяжестью вулканических продуктов, действующее наряду с опусканием прогибов под нагрузкой мощной толщи осадков. Такого рода компенсационные прогибы не относятся к вулканотектоническим структурам. При образовании вулканотектонических структур вулканические отложения образуют сложные контрастные формации.

Изучение вулканогенных формаций с учетом фациальных условий образования пород дает представление о структурном положении вулканических аппаратов, одним из важных показателей которого является химизм пород. При этом если фациальные особенности формаций сохраняют отпечаток морфотектонического режима вулканической области, то по их петрографическим и петрохимическим характеристикам можно судить о глубине вулканических очагов и источниках магмы, о термодинамических условиях формирования и дифференциации магмы, а косвенно и о типе земной коры вулканической области.

Литолого-фациальная сопряженность разных формаций, непосредственно выраженная в родстве литологических типов пород — туфов и туффигов, в сложных зонах извержений и бассейнах осадконакопления может быть использована для генетических и стратиграфических построений. Магматическая сопряженность эффузивных и интрузивных формаций — членов субвулканических и вулканических ассоциаций горных пород, рассматривается как принадлежность к единым вулканотектоническим структурам пород одного петрологического типа.

Формационный анализ вулканических образований — один из важнейших методов, используемых при систематизации тектонических типов регионов и изучении динамики и эволюции вулканизма и тектонических структур. Выделены три стадии образования вулканогенных формаций, типичных для тектонического развития геосинклинально-орогенных областей. Первая геосинклинальная стадия состоит из этапов: а) непрерывного прогибания с преобладанием осадочных формаций, б) пульсационных колебательных движений с образованием спилит-диабазовой, спилит-кератофировой формаций и форма-

ции базальтовых порфиритов. На второй инверсионной стадии происходит формирование островных дуг (подводный орогенез) морских вулканогенно-осадочных моласс, базальтовых и андезитовых порфиритов, дацитовых и липаритовых порфиров, игнимбригов. Заключительная стадия консолидации включает ранний орогенез (формирование континентальных вулканогенно-осадочных моласс и андезитовой, липаритовой, трахиандезитовой, липарит-базальтовой и игнимбриговой формаций) и поздний орогенез (формации базальт-долеритовая, трахибазальтовая, трахиандезитовая, игнимбриговая и липаритовая).

Геосинклиналильные вулканические формации — аналоги формаций внутренних и окраинных морей. Они характеризуются столь же разнообразным составом, как вышеупомянутые, и близки к вулканическим ассоциациям платформ, орогенов, а также в некоторой степени и к океаническим. Однако сопоставление геосинклиналильных базальтоидов с океаническими с петрохимических позиций неверно.

Цикличность формационных рядов пронизывает историю образования всех геологических регионов. Для платформ она выражается в периодическом повторении долеритовых излияний, образующих долеритовые формации, в геосинклиналильных условиях неоднократно повторяются приразломные формации гипербазитов и андезито-базальтов. Подобно тому как в эволюции Земли нет зеркального сходства между геологическими циклами, имеющими спиральное развитие, изменяются и формации. Вулканизм приобретает новые петрохимические черты, отличается характером металлогении, масштабами излияний, но не теряет специфики отдельных типов. Закономерности проявления вулканизма в региональной тектонике могут быть выявлены в первую очередь по результатам изучения тектоно-магматических циклов, так как парагенезисы вулканических пород в основном определяются структурными условиями развития земной коры.

В последние годы высказываются предположения, что источником вещества могут быть как внутрикоровые, так и подкоровые магмы. В таком случае андезитовые формации островных дуг следует относить к сквозькоровым образованиям, но возможно и последовательное развитие магматических очагов обоих типов. Предполагается, что современные вулканические островные дуги являются своеобразной зоной сквозькорового магматизма, преобразующегося по ходу тектонического развития во внутрикоровый, типичный для роста орогенных поясов. Характер вулканических формаций зависит от глубинности внутрикоровых магматических процессов, их полифазичности определяется пределами глубинности смежных формаций — гипабиссальных и субвулканических, субвулканических и эффузивных. Существует мнение, что не следует объединять породы глубинного и поверхностного типа в вулкано-плутоническую формацию, так как это нарушает принцип формационной систематики. По мнению И. П. Сперанской, целесообразнее придерживаться понятия вулкано-плутоническая ассоциация. Наряду с вулкано-плутоническими формациями, по рекомендации Е. Т. Шаталова, получило признание выделение комагматических рядов эффузивных и интрузивных комп-

лексов, сформированных на разных глубинах в определенном тектоническом режиме.

Расхождения между тектоно-магматическими циклами одного типа в разных регионах в основном определяются неоднородностью строения земной коры и верхней мантии и неравномерностью их тектонического развития. Ассоциация формаций образует вулканический пояс, являющийся областью тектоно-магматической активизации. При этом каждая вулканическая формация может быть составлена из пород определенного ряда гомодромной или антидромной эволюции. Гомодромный тип дифференциации сопровождается поднятием тепломассопереноса к земной поверхности, а антидромный — его отступание, т. е. гомодромная кристаллизация расплавов — это восходящий процесс, а антидромная — нисходящий, для которого характерны обрушения земной коры и сопутствующее увеличение основности магматических излияний. Гомодромную кристаллизацию сопровождает глубинная гравитационная дифференциация магмы с миграцией магматических очагов к поверхности.

Для океанического дна наряду с латеральной и вертикальной формационной зональностью типично сочетание вулканогенных и осадочных отложений, находящихся в вертикально-слоистом разрезе. Вулканогенно-карбонатная фация, основой которой являются базальты второго слоя, связана с обмелением дна в период сводовых поднятий и вулканизма. В мелководной обстановке происходило отложение известняков и известковых илов на кровле базальтов. После завершения вулканизма и опускания (обрушения) сводов формировались глинисто-илистые толщи глубоких котловин Мирового океана. Такая «триада отложений» дна Мирового океана соответствует предложенной Н. С. Шатским классификации геологических формаций на тектонической основе; последовательность образования «триады» определяется вулкано-тектоническим процессом формирования второго слоя океанического дна и его осадочной оболочки. Вулканогенно-осадочная толща дна океана отвечает генетическому определению вулканогенно-осадочной формации, данному Н. С. Шатским и Н. П. Херасковым. Характерна латеральная протяженность этой формационной «триады» вкрест простирания линейных структур срединноокеанических хребтов.

Вулкано-плутонические ассоциации

Вулкано-плутонические ассоциации состоят из комагматических образований близкого состава, приуроченных к одному этапу тектоно-магматической деятельности. Для раннегеосинклиальной стадии типичны подводные спилито-диабазо-кременистые формации с габбро-диабазовыми экструзиями и ультраосновными интрузиями. Для средней стадии обычен андезитовый и андезито-дацитовый состав пород, включающий вулканогенно-молассовые формации ранней стабилизации; интрузивный магматизм представлен гранитоидами гранодиоритовой формации, связанными с субвулканическими телами и плутонами. Поздняя завершающая стадия геосинклиального развития характеризуется андезито-трахилипаритовой наземной формацией с

большими объемами игнимбритов и туфоловых потоков, знаменующих образование купольных и кальдерных вулканотектонических структур. Переходные фации между вулканогенными и глубинными породами связаны с кольцевыми структурами.

На основе анализа тектоно-магматических этапов развития регионов Ю. А. Кузнецов разработал следующую классификацию плутонических и вулканических формаций: 1) инициальный магматизм (собственно геосинклинальная стадия) — базальтовая и базальт-риолитовая и субвулканические габбро-диорит-диабазовые и габбро-плагиогранитовые формации, гипербазитовая формация; 2) ранний синорогенный магматизм (стадия формирования первичных антиклинальных поднятий и островных дуг) — андезит-базальтовая, базальт-трахитовая, габброидные формации; 3) поздний синорогенный магматизм (при интенсивном проявлении обуславливает стабилизацию подвижной зоны) — гранитоидные формации пестрого состава, высокоглиноземистые калиевые граниты, гнейсово-гранитные и мигматитовые формации; 4) квазикратонный магматизм — в одних случаях андезито-дацитовые и дацит-липаритовые эффузивы и связанные с ними гранитоидные формации, в других — эффузивные и интрузивные формации с повышенной щелочностью в зависимости от преддистории области его развития; 5) магматизм устойчивых областей характеризуется основным составом формаций — трапповая, толеит-базальтовая, щелочно-базальтоидная, кимберлитовая.

Следует отметить, что характер соотношений вулканических и интрузивных процессов своеобразен для каждой стадии геосинклинального развития. Для ранней стадии типично глубокое залегание магматических очагов у границы верхней мантии и разрыв во времени между внедрением лав и плутонических интрузий. Для средней стадии характерно положение вулканических очагов в пределах земной коры, но вулканизм и интрузии образуют комагматические формы, проявляясь в вулканоплутонических ассоциациях без непосредственной связи. Для завершающего этапа развития геосинклинали в орогенных условиях вулканические очаги поднимаются к кровле земной коры, что приводит к генетической связи вулканизма, интрузивной деятельности и процессов формирования полезных ископаемых.

Структурные связи рудных месторождений геосинклинально-орогенных типов вулканизма с кальдерными депрессиями выявляются на основе структурно-формационного изучения вулканических и вулканогенно-осадочных отложений кальдер. Вулканические формации, выполняющие кальдеры, обычно относятся к дериватам гранитоидных магм и сложены кислыми андезито-дацитовыми и андезито-липаритовыми породами. При этом структура вулканических формаций обычно осложнена инверсией вулканотектонического режима. Вулканотектонические поднятия, вулканокупольные, экстрезивные и вулканогенно-аккумулятивные конусы при инверсии испытывают кальдерное обрушение, соответственно перестраивающее земную поверхность.

Рудообразующие растворы используют морфологические и структурные контакты формаций вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, образующиеся в кальдерах и вулканотектонических де-

прессиях. Особенно благоприятны для рудоотложения формации кальдер взрыва — концентрически и асимметрично залегающие эксплозивные породы и переотложенные осадки внутри кальдерных озерных депрессий.

Концентрически-кольцевой характер отложений вулканогенно-осадочных формаций и продуктов фумарольной деятельности наблюдается в воздымающихся кальдерах с внутренним куполом и грабеобразным кольцевым опусканием по периферии от купола. При радиальном расположении внутри кальдер вулканических, эксплозивно-эффузивных и экструзивных конусов соответствующую зональность приобретают внутрикальдерные отложения. Жерловые фации ранних стадий вулканизма в процессе кальдерообразования переходят в обломочные вулканогенно-осадочные породы.

Метавулканические формации (продукты регионального метаморфизма)

Среди регионально метаморфизованных вулканических пород выделяются низкотемпературные (цеолитовые), средне- (зеленосланцевые) и высокотемпературные фации ультраметаморфических комплексов (гнейсы с подгруппой гранулитов, мигматиты и ультраметаморфогенные метасоматические и анатектические гранитоиды). Процессы высокотемпературных изменений сопровождаются высвобождением ряда рудных элементов — тория, урана, редких земель, бериллия, лития, олова, ниобия, тантала, скандия, титана, железа, марганца и др. При этом обычно происходит их рассеяние, но при благоприятных литолого-структурных условиях может иметь место и концентрация. Наиболее подвижно рудное вещество в регрессивную стадию метаморфизма: с процессами диафореза связывается образование некоторых месторождений метаморфогенно-гидротермального генезиса — железа, титана, золота и др.

Огромные запасы полезных ископаемых сосредоточены в архейских зеленокаменных поясах протоконтинентов: в низах разреза преобладают основные и ультраосновные вулканы (перидотитовые и базальтовые коматиты с шаровой отдельностью), выше залегают кислые лавы и пирокласты, верхи сложены осадочными породами. В Канаде в поясе Абитоби с метавулканитами связано четыре генетических семейства месторождений: 1) сульфидные медно-никелевые в ассоциации с основными — ультраосновными интрузивами, 2) стратиформные колчеданные залежи, тяготеющие к экструзивам среднего — кислого состава и содержащие медь, цинк, золото и серебро, 3) эксгалационные месторождения золотоносных сульфидных руд и 4) железистые кварциты типа Алгома.

На границе архея и протерозоя в результате резкой перестройки земной коры происходило формирование протяженных линейных структур крупных осевых и краевых разломов (протогеосинклиналей), сопровождавшееся образованием подводных спилит-кератофировых, андезит-дацитовых, лептитовых, терригенно-карбонатных, черносланцевых и граувакковых формаций. В пределах этих мобильных поясов на всех континентах сосредоточены крупнейшие месторождения железных руд джеспилитовой формации с сопутствующи-

ми месторождениями марганца. С подводными вулканогенно-осадочными формациями нижнего протерозоя связаны также колчеданные месторождения цветных металлов.

Наряду с мобильными поясами в этот период существовали протоплатформы, на которых изливались покровы толеитовых базальтов континентального типа. К ним приурочены крупнейшие месторождения металлоносных конгломератов (Витватерсранд, Эллиот-Лейк) и медистых песчаников (Удокан). Основная рудообразующая роль в конгломератах (на примере среднедокембрийских ураноносных конгломератов района Эллиот-Лейк — Агню-Лейк в Канаде) в настоящее время отводится вулканическому процессу. Вулканизм обусловил совместное поступление в осадок урана и тория, наличие которых надежно документируется толщами основных лав и пирокластов, а в мобилизации участвовали агрессивные поверхностные минерализованные воды. Подобные процессы наблюдаются в Италии: там, где проявляется современный вулканизм, породы содержат концентрации урана, тория, циркония, рубидия, бериллия и редких земель в 10 раз большие против кларковых.

На границе архея и протерозоя стабилизированные блоки земной коры (протоплатформы) подверглись значительным разрывным деформациям (протоактивизации, по В. И. Казанскому), которые сопровождались интенсивным магматизмом. С процессами протоактивизации связано формирование стратифицированных основных — ультраосновных интрузий с магматическими месторождениями (Великая дайка, Стилутер и др.), а также первых кольцевых структур в геологической истории Земли — полиформационных магматических комплексов центрального типа (Октябрьский щелочной массив на Украинском щите, Палабора в Южной Африке). В некоторых районах протоактивизация сопровождалась прогрессивным метаморфическим преобразованием месторождений, возникших ранее в субплатформенной обстановке (месторождения Печенгского района).

Рудоносность метавулканических образований может быть как унаследованной, так и обусловленной проявлением метаморфогенной мобилизации или формированием более поздних (наложенных) магматогенных концентраций. Главным фактором унаследованной рудоносности является синхронный (или опережающий) вулканизм, способствующий накоплению в составе метавулканогенно-осадочных толщ железа, марганца, серы, бора, фосфора, редких земель и др. Повышенные концентрации и месторождения этих элементов тяготеют к древним подвижным линейным зонам и крупным долгоживущим разрывным нарушениям. В зонах активного проявления глубинных расколов нередко формируются породы основного состава, а вблизи рамы или внутренних активизированных зон крупных стабильных блоков — лептиты и иногда породы сиенитового рода (месторождение Кируна). Сочетание глубокого подводно-гидротермального разложения и выветривания лав и туфогенных образований, иногда с синхронным проявлением вулканизма, обусловило образование повышенных концентраций и месторождений сульфидов меди и кобальта в составе карбонатных толщ. Медный пояс в Африке рассматривается как пример месторождений с отчетливыми признака-

ми присутствия отдаленных вулканогенно-осадочных фаций. Такие образования обычно связаны с периферическими частями стабилизированных областей или их обрамлений. Унаследованной рудоносности обязаны колчеданные месторождения Швеции, Южной Финляндии и др. Для марганценовых джеспилитов типа Минас-Жераис характерна принадлежность к группе формаций с резким преобладанием эвгеосинклинальных вулканогенных комплексов основного состава, местами марганец приурочен к спилитовым лавам. Все большее значение приобретает весьма перспективный на различные виды полезных ископаемых выделяемый Св. А. Сидоренко и Н. А. Созиновым вулканогенно-кремнисто(карбонатно)-углеродистый формационный тип отложений, связанный с продуктами подводного вулканизма — переслаивание углеродистых сланцев, яшм, известняков, доломитов и иногда грубых кластических пород с вулканическими образованиями.

Вулканогенно-метасоматические формации (продукты локального метаморфизма)

К вулканогенным метасоматитам относят породы, возникшие в результате изменения химического и минерального состава вулканических пород под воздействием гидротерм. Гидротермально измененные породы разных фаций расположены в определенной последовательности по отношению к рудным телам и это определяет их отношение к рудоносным метасоматитам. В 1979 г. В. Г. Гогишвили, В. Д. Гуннава и др. проводят корреляцию между рудными и метасоматическими формациями и, в частности, отмечают, что медно-серноколчеданные месторождения сопровождаются кварц-серицит-хлоритовыми метасоматитами, медно-свинцово-цинковые — вторичными кварцитами, барит-свинцово-цинковые и ртутные — аргиллизитами и др. Корреляция между рудными и метасоматическими формациями требует допущения генетической связи между ними, но масштабы времени образования сопоставляемых объектов, по мнению Д. В. Рундквиста и В. Н. Котляра, могут быть совершенно различными.

В пневматолитовый и гидротермальный этапы постмагматической стадии деятельности вулканов происходят аутометасоматические изменения вулканогенных пород — грейзенизация и начальная альбитизация. Грейзенизации могут подвергаться породы кислого состава, но чаще она наблюдается в контактах с гранитоидными интрузиями. Наиболее значительны изменения в гидротермальный этап аутометаморфизма при метасоматическом замещении вулканогенных пород в жерловых и околожерловых зонах вулканов с образованием вторичных кварцитов и пропилитов.

Пропилитизация (процесс зеленокаменного гидротермального метаморфизма) затрагивает главным образом средние и основные вулканогенные породы, проявляется до складчатости вулканогенных толщ и внедрения интрузий и протекает в различных по глубинности зонах. Парагенезисы пропилитов соответствуют фациям глубинности постмагматического процесса: гипабиссальным — высокотемператур-

ные актинолит-эпидот-альбитовые, субвулканическим — среднетемпературные эпидот-хлорит-альбитовые, приповерхностным — низкотемпературные хлорит-карбонатные, хлоритовые с адуляром и без него, цеолитсодержащие и др. С субвулканическими интрузиями могут быть связаны пропилиты с более высокотемпературными парагенезисами минералов, а в околожерловых зонах нередко интенсивная адуляризация и цеолитизация. К автометасоматическим продуктам этого этапа относятся и спилиты (альбитизированные лавы среднего и основного состава), но основная роль в их образовании принадлежит низкотемпературному региональному метаморфизму базальтоидов, залегающих в морских отложениях.

Следует различать пропилитизацию и зеленокаменный метаморфизм пород вулканогенных формаций: пропилиты при отсутствии следов динамометаморфизма свойственны только орогенным формациям вулканических кордильер молодых подвижных поясов. Для постмагматической гидротермальной пропилитизации вулканогенных пород характерна сравнительная локальность проявления, регионально она захватывает всю толщу вулканогенных пород только вдоль протяженных зон магматической проницаемости. В определении пропилитизации главную роль играет дорудность ее по отношению к эпиметасоматическому оруденению, генетически связанному с той же вулканической формацией; отсутствие такого оруденения оставляет открытым вопрос о природе метаморфизма.

Для отнесения измененных пород к формациям метасоматическим или метаморфическим важен характер преобразования вещества: при интенсивном развитии метасоматоза всегда проявляется тенденция к мономинеральности, например, к образованию вторичных кварцитов — особой формации околорудных метасоматитов, ранее отождествлявшихся с контактовыми роговиками. Вторичные кварциты образуются при извержениях центрального типа и связаны главным образом с породами кислого и среднего, реже среднего — основного состава, поскольку базальтоидный вулканизм, в противоположность андезито-липаритовому, обычно не сопровождается длительными газо-гидротермальными процессами. По данным Н. И. Наконника и др., исходными для вторичных кварцитов являются лавы, туфолавы, игнимбриты и туфы жерловых и околожерловых фаций вулканитов построек главным образом центрального типа. Многие массивы вторичных кварцитов связаны с кольцевыми замкнутыми и полузамкнутыми структурами, что, по-видимому, является следствием интенсивного проявления сернокислотного выщелачивания и кремниевого метасоматоза. Они формируются в контактовых зонах субвулканических интрузий — выполнениях периферических камер древних вулканов, в зоне вулканического аппарата и вокруг него по трещинам, а также в самой поверхностной зоне, где окварцеванию подвергаются горизонты пористых вулканических пород.

Для Центрального Казахстана выделено три типа проявления вторичных кварцитов в связи с кольцевыми структурами: 1) развитые по вулканогенным породам докальдерной стадии вулкана в виде трещинных, линзообразных и жерловых штокообразных крутопадающих тел, а также по породам иного состава, чем вмещающие (по-види-

тому, по продуктам дополнительного внедрения остаточной магмы в связи с кальдеро-провалом), 2) соединенные в замкнутые и полузамкнутые кольца, внутренние части которых служат опущенными блоками; палеореконструкции свидетельствуют о возможном наличии здесь группы эродированных вулканических аппаратов на кольцевом разломе; 3) образующие горизонты в пористых вулканогенных породах брахиантиклинальных складок. В составе вторичных кварцитов выделяются следующие минеральные фации (в порядке распространенности): серицитовая, монокварцевая, алунитовая, каолинитовая, корундо-андалузитовая, диаспоровая, пирофиллитовая и серная.

С вторичными кварцитами связаны серноколчеданные руды, нередко с сульфидами меди, свинца, цинка и мышьяка, сингенетичные или почти сингенетичные кварцито-опалитам. Это метасоматические или осажденные из высококислых кипящих вод «черноколчеданные» мельниковитовые руды, ассоциирующиеся с серными телами того же генетического типа и широко известные в областях современной или недавней вулканической деятельности. При старении и региональном метаморфизме они преобразуются в нормальные пиритовые руды, которые в палеозойских и мезозойских вулканических породах образуют залежи, линзы, штоки и гнезда. К ним относятся знаменитые черносульфидные руды «куроко-куромоно» в Японии, окаймленные широкой зоной пропицитов, часто переходящих во вторичные кварциты.

Рудные вулканические формации

После пересмотра традиционных представлений о связи колчеданного рудообразования с плутоническими породами одними из первых плодотворно применили идеи К. Киношита и А. Н. Заварицкого о вулканическом происхождении колчеданных месторождений Г. С. Дзоценидзе, В. М. Котляр, Г. А. Твалчрелидзе и др. Важное металлогеническое значение эффузивного магматизма было обосновано при изучении многих регионов мира; тесная связь типов эндогенного оруденения с вулканизмом и многообразие ее форм дополняются все новыми фактами и теоретическими исследованиями [26].

При этом формирование постмагматических гидротермальных месторождений связывается уже не только с глубинными проявлениями магматизма, но и со сложными интрузивно-эффузивными ассоциациями. Более того, многие магматические тела, по традиции считавшиеся типичными интрузивными, в настоящее время многие исследователи рассматривают как корни вулканических аппаратов.

Поскольку вулканический процесс отличается чрезвычайным разнообразием форм проявления в зависимости от историко-геологических условий развития и становления конкретных территорий, отдельные типы формирующихся в связи с ними месторождений проявляются в тесной зависимости от многих факторов: структурных особенностей различных участков земной коры, физико-химических условий рудогенерирующего вулканического очага, глубины распространения рудно-магматической системы и ее химико-минералогической

специализации, состава и структуры вмещающей среды и др. Однако недостаточная изученность вопросов связей оруденения с вулканизмом определяет пока еще невысокую эффективность поисков и оценки вулканогенных месторождений, часто имеющих крупное промышленное значение (например порфирировых руд). Важно и то, что до настоящего времени вопрос принадлежности многих типов месторождений к вулканогенным остается нерешенным.

Понятие рудная формация, по-видимому, имеет важное прикладное значение, поскольку берется в основу металлогенического прогноза и определяет методику, направление и перспективы поисков полезных ископаемых.

Основные критерии определения рудной формации должны базироваться на непосредственно наблюдаемых признаках и не ставить во главу угла гипотетические и часто субъективные представления о генетических особенностях месторождения.

Чрезмерное число критериев затрудняет определение формационной принадлежности месторождения и ведет к излишнему усложнению классификации рудных формаций.

В недавно опубликованном коллективном труде ВСЕГЕИ («Рудоносность и геологические формации...») применены удачные термины «рудоносная» и «рудовмещающая» формации. Правда, в определенной степени эти термины как бы «перекрывают» друг друга. Под рудоносной формацией Д. В. Рундквист с соавторами понимают «... геологическую формацию, обладающую специфическим составом и строением, с которой в пространстве и во времени связаны месторождения полезных ископаемых». Рудовмещающей же формацией указанные авторы считают геологическую формацию, являющуюся благоприятной средой для рудоотложения. Далее они пишут: «По особенностям локализации оруденения по отношению к рудоносным формациям среди них могут быть выделены рудоносные продуктивные и рудоносные материнские. Продуктивные формации — это те, которые непосредственно в своем составе содержат промышленно ценную минерализацию... В отличие от продуктивной рудоносная материнская формация рассматривается лишь как источник оруденения» (с. 16).

Нетрудно видеть, что формации «рудоносные материнские» могут идентифицироваться лишь в самых редких случаях.

Под рудной формацией мы понимаем группу месторождений, отличающихся близкими по составу, повторяющимися в определенной последовательности минеральными ассоциациями руд и рудовмещающих измененных пород, сформированными в сходных геолого-структурных условиях, независимо от времени их образования. Как видно, предлагаемая формулировка близка к определениям В. А. Кузнецова, Р. М. Константинова и других исследователей. Соответственно, понятие вулканическая рудная формация базируется на характерных условиях формирования рудного месторождения в определенном вулканотектоническом режиме, рассмотрению которого по существу посвящена данная работа.

Изучение геологии месторождений полезных ископаемых показывает, что для классификации последних весьма важными оказываются

ся геологические условия и обстановка формирования: тектонический режим и зависящий от него характер магматизма. Более того, несомненной является и роль глубинности рудообразования, определяющей развитие типов руд, вертикальный размах оруденения, телескопированность его и другие черты, которыми определяются основы методики поисков и разведки месторождений. Тектоно-магматическим типом площадей определяется режим проявления рудоносного магматизма, формирование рудоподводящих и рудо локализирующих дислокаций, а следовательно, и морфология рудных тел. Этими же критериями определяются характер и интенсивность гидротермальной переработки рудовмещающих толщ, поисковой роли которых рудничной геологией справедливо придается весьма важное значение.

Особое место в ряду рудных формаций занимают месторождения, связанные с интрузивными магматическими образованиями и соответствующие плутоногенным месторождениям В. Н. Котляра.

Месторождения этого типа имеют значительное сходство с месторождениями корневых (гипабиссальных) уровней вулканических систем.

Следует упомянуть также типы вулканических рудных формаций, образованных на различном удалении от вулканической системы. Это пластообразные и порфиоровые рудные месторождения, сложенные обычно небогатыми рудами, но благодаря крупным размерам и неглубокому залеганию от поверхности имеющие серьезное практическое значение.

ДИНАМИКА ПРОЦЕССОВ ВУЛКАНИЗМА И СВЯЗАННОГО С НИМ РУДООБРАЗОВАНИЯ

Особенности динамики вулканических процессов континентального и океанического типов

Особенности вулканических процессов определяются в первую очередь характером извержений. Среди многочисленных классификаций типов извержений вулканов остановимся на той, которая подчеркивает структурные условия переноса к земной поверхности магмы и рудных эманаций. Эта классификация рассматривает вулканизм как процесс тепломассопереноса выносимого на земную поверхность вещества с различными физическими и агрегатными состояниями. В соответствии с поставленной задачей перечислим главные типы извержений.

Основные типы субаэральных извержений — ареально-линейный и центральный. Первый приводит к образованию лавовых плато и щитовых вулканов многократного строения, второй создает вулканические конусы эффузивного и смешанного типов с лавами андезит-дацитового состава. При эффузивных извержениях гавайского и исландского типов, поставляющих громадные массы базальтовой лавы, формируются лавовые плато и обширные щитовые вулканы. Рыхлый или пирокластический материал во время коротких экспло-

живных фаз, прокладывающих жерловый путь для жидкой магмы, насыпает мелкие шлаковые конусы, шлаки и агглютинаты, которые постепенно рассеиваются по поверхности лавовых потоков. Формированию щитовых вулканов предшествуют массовые трещинные излияния базальтов с образованием обширных лавовых плато. Позднее вулканизм приобретает эксплозивный характер.

В подошве лавовых плато на глубине 1—2 км возможно наличие промежуточных очагов, поставлявших периодически магму, внедряющуюся в фундамент вулкана в виде силлообразных базит-ультрабазитовых тел, соединяющихся с поверхностью трубками взрыва — диатремами. Образование диатрем происходило в течение трех стадий: первая (эксплозивная) сопровождалась дроблением вмещающих пород и их частичным выбросом из жерла, затем взрывы выносили лавовый расплав, заполнявший трещины и цементирующий обломки, и на третьей стадии трубки взрыва давали путь гидротермальным растворам.

Стратовулканы и купола имеют зонально-периклинальное и экстрезивно-зональное (луковичное) строение, на конусовидных вулканах центрального типа можно различить следы терминальных и боковых извержений, обычно подчиненных радиальным или кольцевым трещинам. Возникновение кальдер сопровождается ареальным взрывом с выбросом больших объемов кислых пеплов, игнимбритов и пемз. Иногда в кальдерах возникают центральные и эксцентричные экстрезивные купольные извержения.

Типы вулканизма отличаются структурными условиями и скоростью теплового переноса магмы и рудных компонентов. Перенос энергии и вещества, по-видимому, имеет стадийный, эстафетный характер, а именно: 1) ионизированный высокотемпературный флюид освобождается из верхней мантии и обеспечивает выплавление вулканических очагов на глубине 60—120 км в астеносферном слое; 2) магматическая колонна, поднимающаяся по системе трещин — жерл, обеспечивает тепловое питание в периферическом очаге, где происходит вулканическая деятельность; 3) диссоциированный водный флюид, формируемый тепловым питанием, способствует образованию изолированных камер плавления кислых магм (периферических очагов); 4) далее включается механизм газового теплопереноса — двигатель вулканических извержений; 5) гидротермальная система, образующаяся за счет отгона в верхней части периферических очагов паро-водяной смеси, обеспечивает контактный разогрев артезианско-трещинной системы подземных вод; возможен также циркуляционный режим подземных вод, получающих тепло при соприкосновении с периферическими очагами.

В современных вулканических поясах на фоне регионально повышенного теплового потока (около 83,4 МВт/м²) с его колебаниями, например, для районов вулканизма Японии, рассчитанными Я. Б. Смирновым в пределах от 62 до 150 МВт/м², известны мощные тепловые аномалии, обусловленные залегающими неглубоко вулканическими очагами и гидротермальными системами. Локальные наложенные гидротермальные аномалии в этом случае могут превышать 417 МВт/м². Как правило, такое искажение регионального теп-

лового поля отмечается в районах, где геофизические исследования подтверждают наличие на глубинах нескольких километров периферических очагов.

Поскольку типы динамического режима вулканических областей являются результатом как теплопереноса, так и напряжений сжатия и растяжения, следует рассмотреть их возможные аспекты в условиях разных ярусов земной коры.

Теплоперенос к земной поверхности в сочетании с растяжением, начинающимся в зоне вулканического очага, сопровождается общим структурным поднятием и формированием в структуре вулкана системы кольцевых и радиальных разломов. Отступление теплопереноса происходит в результате того что исчерпан энергетический импульс извержения, что ведет к общему сжатию системы и опусканию вулканического фундамента. Наряду с кальдерообразованием в этот этап динамического режима остывают вторгнувшиеся в начальный период эффузивные тела, растрескиваются и обрушаются центральные части куполов и образуются псевдократерные воронки. Такие процессы сопровождаются скатыванием по склонам экструзивных куполов гравитационно-эксплозивных лавин.

Новый приток теплопереноса к поверхности Земли вновь сопровождается расширением и поднятием фундамента, тепло и газы вызывают разогрев экструзивных куполов и серии взрывов. Обводнение структуры приводит к возникновению гидротермальных растворов и фумарольной деятельности, трещинные системы используют рудоносные растворы. Земной поверхности достигают более кислые магматические дериваты из верхних частей вулканического очага. После опускания фундамента, сжатия и прекращения вулканической деятельности происходит окончательное остывание периферического очага на глубине до 6 км и обрушение кровли с образованием новой трещинной системы. При следующем импульсе теплоперенос захватывает глубокие части фундамента и базальтовый очаг на глубинах 60—70 км. С подъемом базальтовой магмы происходит рост по периферии вулкана серий базальтовых шлаковых конусов и лавовых потоков, образующих систему оживленных трещин кольцевого и радиального типа по краям кальдеры и на склонах вулканического конуса. Поднятие фундамента по завершению этого импульса сменяется мелкими подвижками и образованием системы базальтовых даек. При иссякании вулканизма рудообразование продолжается, причем происходит наложение на предшествующую рудную ассоциацию, связанную с кислыми дериватами магмы, новой гидротермальной системы, характеризующейся выносом элементов более глубинного происхождения. Поступление более энергонасыщенных базальтовых расплавов из глубины вызывает расплавление пород верхнего яруса, а иногда и излияние на поверхность магнетитовых потоков.

Истощение энергии очага сопровождается новой стадией сжатия, поднятием фундамента, вовлечением в складчатость отложений прогибов по периферии вулкана и формированием гравитационных структур на его склонах. Воздымание, сопровождаемое вулканической деятельностью, сменяется гидротермальными процессами и заполнени-

ем трещинных систем рудными телами. В зоны геоантиклинальных поднятий вовлекаются глыбово-сводовые структуры, полностью сменяющие предшествующие прогибы. Высоко поднятые кольцевые структуры вулканов и субвулканических образований в процессе общего воздымания региона испытывают мощную эрозию.

Образование разломных структур обрушения — следствие двух этапов вулканизма с периферическими контрастно-дифференцированными и базальтовыми очагами, расположенными на разных глубинах. При этом верхний очаг оказывал непосредственное давление на кровлю, создавая условия для разрушения и заполнения трещинной системы дериватами магмы следующих друг за другом стадий вулканизма. Эти процессы происходили на фоне усиливающегося общего воздымания и растяжения верхних частей земной коры с созданием каркаса из трещинных кольцевых систем, заполненных дайками. Разломы, выводящие магму, находятся в кровле очага. Падение в нем гидростатического давления после крупных извержений компенсируется прогибанием кровли и формированием кальдер и субповерхностных впадин вдоль крутопадающих кольцевых расколов, образованием компенсационных мульд, апикальных грабенов и центральных плутонов. Эти процессы могут неоднократно повторяться.

Для орогенного вулканизма характерно наличие периферических очагов, постепенно приближающихся к земной поверхности, что при вулканизме способствует усилению роли вулкано-тектоники. Вскрытые на поверхности кольцевые структуры имеют вид изометричных разломов, окольцовывающих гипабиссальные интрузивы, с которыми сопряжены пояса крутопадающих даек.

Глубоководные извержения вулканов в срединно-океанических хребтах и океанических котловинах (абиссальных равнинах) имеют как ареально-линейный, так и центральный характер. К первому типу относятся рифтовые излияния толентовых базальтов, образующих второй океанический слой, а продуктами центральных излияний сложены островные вулканы на склонах и у подножий хребтов. Начиная с глубин, на которых гидростатическое давление воды океана перестает уравнивать давление вулканических газов, типы извержений приближаются к субаэральным.

Экструзивно-эффузивный тип глубоководных извержений определяется особенностями базальтовой магмы, а также высокой гидростатической нагрузкой многокилометрового столба воды, подавляющего взрывную составляющую извержения. Поскольку газовое давление внутри лавы не превышает давления толщи воды в 4—5 км, то растворенные в магме газы не образуют при излиянии на дно пузырьков, и лава застывает без взрывных явлений. Это сказывается в отсутствии пирокластики и образовании характерных для подводных условий шаровых и подушечных лав и гиалокластитов. В менее глубоководных подводных лавах при движении потоков газовые пузырьки и пустоты нередко вытягиваются в направлении течения и одновременно сплющиваются, фиксируя элементы залегания породы. Верхняя поверхность потоков отличается наличием шлаковых корок.

На больших глубинах не встречается эксплозивных кальдер. Для субвулканических горизонтов характерно образование лакколлитов и силлов, залегающих главным образом между донными осадками и базальтовыми потоками второго слоя океанической коры. Экструзии и купола вязкой лавы, образующиеся в подводных условиях, еще слабо изучены.

Металлоносные поствулканические термы разубоживаются морской водой и в подводных условиях руды скапливаются лишь в специфических структурно-морфологических обстановках — замкнутых бассейнах рифтовых зон. При анализе морфоструктур дна следует рассмотреть крупные вулкано-тектонические структуры покровных вулканических комплексов и их фундамента. Не менее важен анализ комагматичности толеитовых базальтов второго слоя и других вулканических формаций. По масштабу вулканической деятельности можно проследить ее возрастную последовательность, поскольку по мере эволюции региона от раннегеосинклинальных стадий к орогенным объем излияний вулканитов уменьшается с повышением роли субвулканических образований.

Особенности рудопереноса при разных типах извержений и гидротермальной деятельности

Для рудообразования в условиях вулканизма важна проницаемость вулканических структур для газов и растворов, определяющая пути и скорости выхода их в зону рудообразования. Рассмотрим роль газового переноса при извержениях разных типов.

Щитовые вулканы по механизму деятельности напоминают паровую машину: базальтовая лава под давлением нагретых газов поднимается по жерлу вверх и заполняет трубчатые каналы вулканической пробки, закрывающей жерло. Под влиянием тепла пробка размягчается и, подобно поршню, поднимается, открывая путь для выхода газов и лав. После окончания извержения она опускается вниз вместе с остатками лавы. Отдача газа продолжается на лавовом потоке при его охлаждении, когда на поверхности лав выходит множество небольших фумарол. При подводных извержениях таким же путем в воду поступают рудные компоненты. Этот процесс поддерживается циркуляцией воды в трещинах остывающих базальтов. Так называемая диффузная деятельность (по А. Ритману) в этом случае осуществляется длительное время при образовании и затухании вулканов.

Для геосинклинально-орогенных вулканов с известково-щелочной магмой характерны два пути освобождения и переноса рудных компонентов в субаэральных условиях.

Первый путь — быстрое освобождение насыщенного рудными компонентами флюида при повышении давления накапливающихся в жерле горючих газов. Мощный взрыв, подобный пушечному выстрелу, пробивает пробку и в ряде случаев разрушает верхнюю вулкану. Такой взрывной тип извержения в короткое время расточает огромное количество газов, выносящих рудные компоненты. Часть их адсорбируется пепловыми частицами и переносится на большие рас-

стояния, откладываясь на дно различных водоемов. Этот тип извержений пароксизмального характера (эксплозивный) приводит к выбросу пепловых туч и формированию потоков пемз и игнимбритов.

Второй путь извержений, связанный с гидротермальной деятельностью, зависит от динамики подземных вод, омывающих фундамент вулкана. Водоносные горизонты трещинных и артезианских систем прогреваются жерловым столбом вулкана, близ жерла вода превращается в пар и поднимается по трещинам, способствуя миграции рудных компонентов. Последние отлагаются в трещинах вулканического сооружения, а также на дне кальдеры у подножья вулкана, образуя в кальдерных озерах вулканогенно-осадочные месторождения.

Наиболее разнообразное оруденение наблюдается в самом верхнем ярусе вулканических построек, связанных с вулканотектоническими депрессиями. В то же время эксплозии и подводная вулканическая деятельность рассеивают рудные компоненты на большие расстояния.

В приповерхностном магматизме происходит разделение силикатной и газовой составляющих магмы и быстро прекращаются процессы, которые могли бы привести к образованию гидротермальных растворов, поэтому породы лавовых потоков, покровов, куполов и вулканических агломератов обычно лишены рудной минерализации, а минералы фумарол не сохраняются из-за высокой растворимости их в воде. Более интенсивное минералообразование свойственно андезитам и риолитам, залегающим в жерле и в краевых частях вулканических куполов. Однако и здесь не возникает значительных накоплений руд, и лавы сохраняют свежий облик. Метасоматоз в вулканиках вызывают поздние гидротермальные процессы, сопряженные с активным вулканизмом из глубинных источников, и развиваются они сингенетично с проявлением поверхностного вулканизма. Наиболее интенсивны гидротермальные процессы в областях излияния андезитовых и более кислых лав на стадиях кальдерообразования.

Вулканические газы и гидрогеологические геотермальные системы содержат одинаковый набор рудных компонентов, что, по мнению В. В. Аверьева, подтверждает их связь с общими мантийными очагами.

Таким образом, образование рудных месторождений идет двумя путями — при выпадении из эманаций через вулканические жерла и путем переотложения рудных растворов гидрогеологическими системами. При этом в ряде случаев жерла являются рудоконцентрирующими путями выхода эманаций, а гидрогеологические системы — рудоконтролирующими. Также возможно переотложение глубинных флюидов, несущих богатую рудную минерализацию, на значительно больших глубинах, чем это обеспечивается гидротермальными системами.

Представления о составе гидротермальных систем основаны главным образом на данных изучения термальных вод областей современного вулканизма. В гидротермах обычно растворены Cl, F, H₂O, CO₂, SO₄, CO₃, H₂S, HCO₃, Li, Cs, Rb, сульфиды рудных компонентов и др.

Различия в составе гидротерм зависят от структурных условий и глубин их формирования.

Артезианские гидротермальные системы образуются смешиванием поступающих из глубин гидротермальных растворов с подземными водами вадозного происхождения. Выпадение рудных компонентов подчинено гидрогеологическим особенностям субвулканических систем, залегающих среди вулканогенно-осадочных пород и в трещинных зонах, связанных с вулканическими сооружениями. С уменьшением глубинности субвулканических структур роль вадозных вод увеличивается, в значительной степени влияя на условия рудообразования. Повышение насыщенности горных пород вадозными водами способствует формированию особенно крупных месторождений.

Гидротермальные системы в областях современного вулканизма образованы подземными водами верхних горизонтов земной коры. Связь этих систем со структурой вулканов определяет условия, в которых происходит сбрасывание термальными водами рудных компонентов. Важную роль в формировании вулканогенно-осадочных месторождений в аридных вулканических районах играют флюидные и озерные воды, использующие как вулканотектонические структуры, так и древние формы эрозионного рельефа вулканической области. В такого рода депрессиях формируются вулканогенно-осадочные бораты, формации урано-фосфатная, урано-мышьяковая и др.

В последние годы в связи с изучением океанического вулканизма выявлены его характерные черты, а также условия рудообразования на дне акватории. Современная концепция океанского рудообразования разработана исходя из зональности отложений осадков на дне океана и закономерностей эндогенных процессов, основанных на представлениях новой глобальной тектоники. Наряду с этим необходимо конструирование других палеотектонических моделей, в которых комплекс процессов вулканизма, осадкообразования и физико-географических условий, сопровождающих формирование месторождений, будет рассмотрен на основе геолого-исторического подхода. Эндогенные источники рудообразования — для каждой такой модели главный вопрос. В условиях выноса эндогенных компонентов важно рассмотреть баланс эндогенного и терригенного привноса и типы барьеров — геохимических (температурных, изменения солёности, потенциалов кислотности pH, окислительно-восстановительной среды, содержания H_2S , CO_2 и O_2) и структурно-морфологических.

Существует представление о преобладающей роли терригенного привноса донного материала, но полученные в последние годы данные свидетельствуют о преобладании хемогенного осадкообразования и отложения руд за счет эндогенных процессов. Металлоносные осадки представляют эманации металлов, связанными с некоторыми зонами и разломами, активными и в голоцене (Центральный рифт Красного моря, разломы Оуэн, Мария Целеста и др.).

Гидротермальная циркуляция в океанической коре — общепризнанный факт. Проникновение морской воды в океаническое дно отмечается до глубины 1,5 км, а по скважинам, пробуренным близ Исландии, — до 3 км. В гидротермальной циркуляции участвуют также ювенильные растворы (гидротермальные струи), выходящие на дне

океана. Гидротермальная циркуляция вызывает вторичные преобразования базальтов океанической коры, изменяя петрохимические и петрофизические характеристики пород базальтового слоя и вынося рудные элементы из фундамента в воду с формированием нерудных гидротермальных минералов, металлоносных осадков и железо-марганцевых конкреций. В условиях подводного вулканизма в различных геотектонических условиях — от раннегеосинклинальных до платформенных — происходило образование ряда крупных вулканогенно-осадочных месторождений, генезис которых до недавнего времени был спорен — полиметаллических, железо-марганцевых, колчеданных, стратиформных различного типа. Особая роль принадлежит залежам массивных сульфидных руд.

В процессах дифференциации магматических очагов первичные магмы транспортируют рудные компоненты в разных формах — от металлов в свободном виде, образующих микроскопические сростки с силикатами, переносимые магмами в виде лав, до сложных соединений в составе гидротерм.

Рудоносность эффузивов подтверждается находками в андезитах и риолитах гомогенных и полигенных выделений самородных металлов, Л. Г. Филиппов изучал пластинчатые и шарообразные сростки их с силикатными минералами. Самородные металлы (Sn, Pb, Zn, Cd, Fe, Cu, Ni, Sb, Bi, As) образуют так называемые гипоксиды, связанные по происхождению с пульсационной деятельностью магматических расплавов, образующих глубинные потоки из магматических очагов. В этом процессе гипоксиды выносятся из магмы и участвуют в гидротермальном рудообразовании. При этом самородная медь типична для раннего орогенеза островных дуг, а олово и сурьма — для активных вулканов.

При изучении примеси ферритов вулканогенных пород Курило-Камчатской островной дуги обнаружена их связь с лавами подводных и наземных вулканов. В андезитах подводных излияний ферриты представлены магнетитом, пропитывавшим стекловатую фазу породы в виде скелетных выделений и возникшим, вероятно, в постмагматическую стадию в связи с разложением силикатного материала. Первичные самородные элементы, переносимые растворами в верхних горизонтах вулканического фундамента, образуют сульфидные соединения с сероводородом вулканического происхождения, а HCl выносятся с продуктами извержения. При завершении вулканического процесса образуются углекислые соединения металлов, которые также, встречаясь с сероводородом, образуют сульфиды. Следовательно, сероводород является причиной высадки сульфидов из хлоридных растворов. При преобладании щелочей происходит отложение гидратов, для высадки их необходимо присутствие сероводорода. Следовательно, самородные элементы переносятся в растворах, затем переходят в сульфиды, а хлориды уносятся при вулканических извержениях в атмосферу.

Пепловый и водный терренс рудных компонентов может привести к накоплению рудных отложений в отдаленно-вулканических формациях и конкрециях. Таким же путем происходит рудоотложение в кальдерных и рифтовых впадинах. При субаэральном вулканизме в

орогенных условиях отделение и перенос рудных компонентов при резких перепадах температур и давлений характеризуется эксплозивным выходом газовой фазы через открытую систему. В вулканических гидрогеологических системах, особенно характерных для кальдерных условий, вулканические воды большей частью вадозного происхождения растворяют ювенильные соединения металлов и переносят и отлагают их в благоприятных структурных условиях.

На высокотемпературных стадиях эксплозивного процесса образуются трубки взрыва (эруптивные брекчии), иногда не достигающие земной поверхности и сосредотачивающие оруденение на глубине. При понижении температуры происходит формирование рудных жил и других типов заполнения рудным веществом, подготовленным в процессе вулканического структурообразования. В условиях низких температур гидротермальные растворы с рудными компонентами достигают земной поверхности.

РУДОНОСНОСТЬ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБЛАСТЕЙ

Региональные условия вулканогенного рудообразования

Наиболее крупные структуры вулканического происхождения — вулканические пояса, которые представляют собой протяженные линейно-вытянутые тектоно-магматические зоны, характеризующиеся многостадийным вулканизмом, тесно связанные с тектонической эволюцией региона. Вулканические пояса принадлежат двум основным тектоническим позициям — геосинклинально-орогенным и платформенным.

Среди геосинклинально-орогенных поясов выделяются: 1) геосинклинально-складчатые (с преобладающим прогибанием на фоне контрастных движений; с преобладающим поднятием на фоне контрастных движений; переходная зона подводных орогенов — островные дуги), 2) консолидированные складчатые сооружения (молодые платформы), 3) зоны отраженной тектоно-магматической активизации. Среди платформенных вулканических поясов и площадей выделяются континентальные и океанические. В состав континентальных могут входить: 1) реликтовые структуры консолидированного фундамента, 2) чехол стабильно консолидированных платформ, 3) зоны автономной тектоно-магматической активизации (эпиплатформенные орогены; сводовые и купольные вулкано-тектонические структуры; рифты и авлакогены; регенерированные геосинклинали и молодые океаны). В составе океанических платформ могут быть выделены: 1) реликтовые структуры консолидированного фундамента (срединные массивы), 2) микроконтиненты, 3) чехол стабильных платформ (глубоководные океанические котловины и периокеанические прогибы), 4) зоны автономной тектоно-магматической активизации океанических платформ (срединно-океанические хребты; рифты и авлакогены; сводово-глыбовые и вулкано-тектонические поднятия).

Вулканические пояса в значительной степени идентифицируются с рудными поясами, поэтому их изучение является важнейшей задачей металлогенических исследований [42]. Региональная металлогеническая зональность в первую очередь подчинена зональности вулканических структур, которые могут быть как согласными региональным складчатым структурам, так и секущими. При этом в первом случае они чаще располагаются вдоль границ разновозрастных геологических зон, а во втором — на тектонических разломах крупных складчатых зон.

Каждая геотектоническая эпоха несет свою специфику вулканизма, структурообразования и рудообразования, создавая сложную гамму наложенных структур, вулканических и рудных продуктов. Все эти процессы подчинены главным объектам тектонической и металлогенической истории — типам земной коры [4].

В последние годы была отмечена особая роль металлогении вулканических формаций. Было выделено две группы вулканических поясов: 1) раннегеосинклинальные линейные, иногда образованные на океанической коре с натровыми сериями вулканических пород и медно-колчеданной минерализацией, и 2) наложенные на кору континентального типа с кали-натровой специализацией вулканических формаций и колчеданно-полиметаллической минерализацией. Г. А. Твалчрелидзе [36] разделил вулканические пояса на три типа: 1) первично-геосинклинальные (медноколчеданные), 2) вторично-геосинклинальные (медноколчеданные и медно-порфиновые) и 3) области тектоно-магматической активизации (медно-молибденовые порфирового типа).

Более широко распространены классификации поясов по их расположению в рамках тектонических структур и последовательности эволюции: П. М. Хренов и А. А. Бухаров построили классификацию на связях с глубинными разломами и отношению к этапам развития геосинклинальных зон.

А. Д. Щеглов [42] особо выделяет металлогению вулканических поясов отраженной тектоно-магматической активизации в бортовых частях геосинклинально-складчатых систем. К ним он относит Охотско-Чукотский пояс и вулканические пояса Камчатки, рассматриваемые как элементы геосинклинально-складчатых областей, развивающиеся на бортах геосинклинальных прогибов. При этом подчеркивается наложенный характер поясов и связь со структурным развитием и миграцией геосинклиналей.

Выделение платформенных вулканических поясов на фоне поясов автономной тектоно-магматической активизации дифференцирует магматизм платформ в связи с формированием авлакогенов, геосинклиналей и океанических бассейнов, образующихся за счет деструкции континентальной земной коры.

В пределах региональных структур земной коры первого ранга (геосинклинально-складчатые области, платформы, области тектоно-магматической активизации) рассматривается металлогения частных структур (геосинклинальные трюги, антиклинории, синеклизы). При этом необходимо изучить металлогению вулканических и вулканотектонических структур на основе их типизации и выявления свойств

венных им специфических черт рудоносности. В этом направлении проведена большая работа в ДВНЦ, где И. А. Игнатьевым, В. И. Боровиковым и др. был составлен терминологический справочник объектов палеовулканологии.

Согласно представлениям Г. А. Твалчрелидзе, конструктивные процессы структурообразования происходят в следующем направлении: океан — внешние островные дуги — внутренние островные дуги — ороген — стабильная платформа. Деструктивные процессы направлены от активных платформ к сводово-глыбовым структурам с континентальным рифтообразованием, продолжающимся формированием океанических рифтов и океанизацией.

Характерна связь вулканизма с линейными и кольцевыми структурами. Вулкано-тектонические разрывы, на которых расположены вулканы, ложатся между морфологически выраженными сбросами и совпадают с зонами сводовых поднятий. Эти структуры, сопряженные с вулканизмом, имеют размеры от глобальных поясов и кольцевых обрушений до локальных вулкано-тектонических структур и кальдер. Крупнейшие линейные структуры, связанные с вулканизмом как в океанических, так и в континентальных условиях, — платформенные рифтовые пояса и островные дуги (подводные орогены). Островные дуги формируются в процессе эпикоеанической геосинклинальной эволюции и переходят в орогены на континентах. Это дает основание для сопоставления вулканических процессов в океанах и на континентах.

При изучении кольцевых и центральных структур геосинклинально-складчатых зон, платформ и областей тектоно-магматической активизации предполагается глубинное их заложение, независимое от структуры верхних этажей земной коры, но оказывающее влияние на общую эволюцию металлогении района.

По мнению А. А. Бухарова, в системе вулканическая структура — рудное тело отражена цепь эндогенных процессов, последовательно проникающих в мантию → кору → глубинный очаг → коровый очаг → вулкан. В их заключительную стадию проявляется рудообразование, связанное с различными структурами и фациями пород вулкана и его фундамента. При такой постановке вопроса рудообразование тесно связано с вулканическими процессами, а рудные поля оказываются приуроченными к определенным разломам и вулкано-тектоническим структурам и находятся в парагенезисе с гидротермальными образованиями, вторичными кварцитами и жильно-штокерковыми зонами.

Классификация рудоносных разломов, проведенная группой сотрудников ВСЕГЕИ (Д. В. Рундквист, В. А. Унков, Д. М. Мильштейн и др.), касается структурного положения вулканогенных месторождений по следующим пунктам: 1) линейные и кольцевые разломы континентов, межконтинентальных рифтов, щитов и платформ, контролирующее размещение магматизма и оруденения (Сг, Fe, Ti, Ni, Cu, Zn, Pb, Th), а также субвулканических щелочных интрузий и алмазоносных кимберлитовых трубок; 2) системы разломов островных дуг и ранних орогенов, связанные с зонами Беньофа, которые характеризуются зональным оруденением со сменой к периферии си-

дерофильных элементов халькофильными: (Cr), Fe, Cu—(Mo)—Zn—Pb—Au—Ag, Sb, Hg.

Региональные отличия вулканизма в первую очередь определяют петрохимическую специализацию магм под влиянием фундамента, на который наложен вулканизм. Это влечет за собой множество характерных изменений в вулканическом и рудном процессе, типичном для каждого региона. В условиях различных эрозионных срезов картина сочетания вулканизма и рудообразования усложняется. Естественно, что на одной и той же глубине эрозионного среза вулканические и рудные структуры каждого региона будут иметь существенные отличия. Отсюда следует, что региональные черты вулканизма следует вводить в классификацию вулканических и рудных поясов и показывать их наложение на другие рудообразующие факторы.

Изучение структурных позиций крупных и уникальных месторождений, проведенное М. А. Фаворской [39], показало, что они приурочены к системе сквозных разломов трансконтинентального типа и могут быть отнесены к рифтовым элементам глобальных масштабов. Для них характерны периодическая вулканическая деятельность базальтового типа, повышенная щелочность магматических пород и наличие широкого спектра рудной минерализации, а для современных рифтов — наличие гидротерм Li, Sr, F, Cu, Pb и Zn.

Генетическая связь ртутного оруденения с рифтовыми зонами типична как для современных, так и для древних рифтов. Для палеорифтов континентального типа характерны, в частности, гидротермально-осадочные карбонатные и окисные медно-полиметаллические руды, редкометальное карбонатитовое оруденение. С палеорифтами Урала связаны месторождения платины, титаномагнетита, хромитов и колчеданных руд, с нижнепалеозойскими и среднепалеозойскими рифтами Сибирской платформы — колчеданные руды, а при более широком развитии кислых пород — и полиметаллические. К числу палеорифтов Средиземноморья относится и массив Троодос с колчеданными месторождениями и сульфидным оруденением гидротермального типа.

Вулканогенно-осадочные отложения при рудообразовании являются частью структур геотермальных бассейнов. По глубинным разломам под вулканами поднимаются корневые гидротермальные потоки, выщелачивающие из пород фундамента рудные компоненты, которые выпадают в жерловых фациях и выносятся на земную поверхность в зоны прогибов.

Формирование лаво- и рудопроводящих структур определяется условиями тектонических напряжений, сочетающих растяжение и динамическую активность магмы, газовых струй и эксплозий. Эти процессы взаимосвязаны и неразрывны с зонами регионального тектонического растяжения, с которыми сопряжены вулканические пояса с мощным тепломассопереносом к земной поверхности. Допускается, что магматическое давление способно создать разрывные структуры в горных породах или расширить тектонические трещины, сделав их каналами вторжения магмы в верхние горизонты земной коры, но возможность таких процессов понижается при быстром остывании внедряющегося магматического расплава и быстром увеличении его

вязкости. Поэтому более важная роль в образовании магмоподводящих структур отводится региональному растяжению и газовому давлению, о чем свидетельствуют заполняющие каналы вулканические брекчии. В ряде случаев можно предполагать, что вулканические аппараты только во вторую стадию деятельности приобретают роль рудопроводящих структур, что обусловлено появлением многочисленных вулканотектонических сбросовых зон, вмещающих рудные тела. Эти деструктивные нарушения возникают на стадии завершения вулканической деятельности, приобретая при этом свойства структур, поставляющих рудные эманации. Кальдерные структуры обрушения кольцевого типа также входят в число сбросовых депрессий, контролирующих вулканогенно-осадочное рудообразование. Периодичность и пульсационность вулканотектонического структурообразования определяются сменой притока и оттока магмы.

Для типизации вулканогенных рудопроводящих структур необходимо знание строения вулканов и сопутствующих им образований. Поскольку на разных стадиях эволюции вулканов функции лаво- и рудопроводящих структур изменяются, необходимо рассматривать эволюцию вулканических структур в условиях регионального развития района. При этом преемственность эволюции прослеживается от общей структурной обстановки региона к структуре сопровождающего его вулканического пояса и, наконец, к локальным структурам внутри пояса. Таким образом, прослеживается трехступенчатая последовательность изменения типовых структур, вмещающих все многообразие тектонического, магматического и структурного развития вулканических поясов по мере хода тектоно-магматических процессов.

Главные закономерности образования месторождений типичны для каждой региональной обстановки, но конкретные месторождения будут проявляться индивидуально в соответствии с особенностями отдельных вулканических центров и палеогеографической обстановкой. Следовательно, переходя от прогнозирования месторождений региональных типов к поискам отдельных месторождений, мы должны учитывать локальные условия каждого вулканотектонического центра, анализировать отдельные стадии его развития и проверять сходимость характеристик, от которых зависит возможность формирования месторождения. При этом чем ближе эти возможности будут касаться физико-географических условий среды, тем более определенно условия выноса рудного вещества будут зависеть от них.

Парагенезис рудных тел с вулканотектоническими структурами определяется сопряженностью магмо- и рудопроводящих разломов и структур. При этом рудопроводящие структуры генетически связаны с магмопроводящими и закономерно расположены по отношению к ним. Автохтонные рудные тела обычно сопряжены с кольцевыми структурами (кальдеры), с центральными (жерловыми), а также со связывающей их системой радиальных трещин.

Этим не ограничивается сложная сопряженность магмо- и рудо-контролирующих структур. Им приписывается парагенетическая

связь с лавопроводящими структурами, отражающая представление о самостоятельных путях магмы и гидротерм, питающихся общим вулканическим очагом. Предполагается, что рудоносные флюиды наряду с магмой играют самостоятельную роль и формируют рудоносные участки с повышенной плотностью кольцевых зон разрывов диаметром до 500 м. В результате образуются конфокальные структуры с каркасом из парагенетически связанных гидротермально измененных пород (кварцевых жил, гидротермальных трубков взрыва), включающих рудные тела. Таким образом, в пределах крупных вулканических сооружений с кольцевыми структурами фундамента диаметром более 100 км на пересечении дуговых и радиальных разломов с вулканическими аппаратами могут быть связаны и рудовмещающие структуры. Руды обычно приурочены к центральным частям вулкано-плутонических сооружений диаметром 200—300 м. При этом время их образования и глубина залегания соответствуют вулкано-плутоническому структурообразованию. Эта модель парагенеза вулканизма и рудообразования должна включать гидротермально-метасоматические процессы, связывающие вулканизм и рудообразование (связь сульфидных руд с пропилитами вулкано-тектонических сооружений, медно-доломитовых руд с жерловыми фациями и пр.).

Примером общности лаво- и рудопроводящих структур В. К. Катувский считал локализацию сульфидных жил Мончегорского плутона в пределах его массива. При этом промежуточным очагом служил резервуар расслоенной сульфидной магмы, расположенной ниже очага силикатной магмы ультраосновного состава. Роль кольцевых разломов в распределении рудных месторождений, которая сводится к локализации месторождений и их центральной зональности, вызывает необходимость пересмотра соотношений линейных структур геосинклинали-складчатой области с кольцевыми, возможно, образующими сквозькоровые концентры.

Типы и размещение рудных тел несут отпечаток как структурных условий образования, так и их изменений в течение эволюции от геосинклинальных фаз к орогенным. Хотя классификация строится отдельно для каждого геотектонического региона, поскольку при рудообразовании более поздние фазы накладываются на более ранние, «чистых форм», типичных для каждой стадии не сохраняется.

Примером размещения рудоконтролирующих разломов может служить кальдерная структура с концентрической системой рудоконтролирующих разломов. Последние способствуют накоплению умеренных количеств рудного вещества, а рудоконтролирующие процессы как бы экстрагируют эманации, сосредоточивая их в структурных узлах. На разных этапах структурообразования разломы меняют свою роль: в одних случаях они способствуют концентрации, в других — разубоживанию месторождений в зависимости от смены условий. При этом избирательность минерации определяют региональные разломы. Концентрация однотипного оруденения в зонах пересечения региональных разломов характерна для внутренних структур однотипных формаций.

Следует отметить важную роль сквозных рудоконцентрирующих структур для образования крупных рудных районов. Такие разло-

мы нижних структурных этажей на новом этапе структурного развития превращались в рудоконтролирующие, на которые накладывались и новые системы рудоконцентрирующих разломов. В узлах пересечения долгоживущих глубинных и оперяющих разломов возникли куполовидные тела кислых интрузий и вулканиты эффузивных фаций. В линейных и ареальных структурных зонах происходило накопление рассеянных рудных элементов, что подготавливало почву для формирования стратиформных вулканогенно-осадочных месторождений. Узлы разломов, пересекающих поля рассеянных стратиформных образований, являлись зонами концентрации этих элементов и формирования месторождений. Последовательность концентрации рудных тел в однообразных вулканических формациях способствует гомодромное развитие вулканизма. Благоприятна для вулканогенного рудообразования связь с зонами растяжения, при всех обстоятельствах способствующая поступлению нового вещества в трещинные зоны.

Рудообразование в условиях вулcano-тектонического обрушения связано с освобождением пространства, в первую очередь с гравитационными обрушениями при дефиците вещества, образующегося при извержении, а также при остывании интрузивных тел в фундаменте вулканических сооружений. Пространство образуется и за счет вулканических взрывов. Следовательно, вулcano-тектоника играет существенную роль при образовании рудовмещающих структур в вулканических сооружениях разного уровня.

Выделяются следующие основные типы рудовмещающих структур, связанных с вулканическими процессами: 1) вулcano-купольные, 2) кальдерные, 3) вулcano-тектонические депрессии, 4) экструзивно-купольные, 5) экструзивно-линейные с синхронными трещинами, 6) полигенные вулcano-интрузивные, 7) вулcano-тектонические системы разломов — кольцевые и радиальные, 8) конформные, 9) дисконформные. Рудный разрез бывает нарушен при наложении на конформные сооружения процессов кальдерообразования.

Следует подчеркнуть избирательность процессов рудообразования, использующих лишь структуры, благоприятные для проницаемости различными рудоносными агентами — растворами, флюидами, потоками, эксплозивными выбросами и др. Рудоконцентрирующие процессы на определенных стадиях миграции металлоносных растворов увеличивают рудонакопление, но на некоторых стадиях тектономагматической активизации возможен распад уже промышленных месторождений. Наложение геотектонических процессов регионального плана на структуры вулканического и рудного пояса подвергают последние перестройке, которая может привести к полному выносу рудного вещества в другие структурные условия. Поглощение месторождений при океанообразовании является примером распада рудных поясов.

Рудные тела, отложенные в условиях переслаивания лавовых или туфовых потоков вулканических сооружений, подчиняясь этим фациальным изменениям, приобретают форму, определяемую пористостью, трещиноватостью и брекчированностью пород.

С учетом классификационных схем В. И. Смирнова, Г. Ф. Яковлева, В. Н. Котляра и других исследователей [27] вулканогенные месторождения можно разделить на две крупные группы, связанные: 1) с вертикальной зональностью вулканических сооружений и 2) с латеральной зональностью вулканических структур и вулканогенно-осадочных бассейнов:

I. Месторождения, подчиненные вертикальной зональности вулканических центров:

1) приуроченные к поверхностным вулканическим структурам — периклинальным потокам, жерлам, побочным конусам, экструзиям, эксцентрическим куполам, радиальным и кольцевым разломам;

2) подчиненные вулcano-тектоническим структурам — сводовым купольным (очаговым); кальдерным (образованным при эксплозиях и обрушении); при погружении крупных блоков;

3) связанные с субвулканическими структурами — некками, дайками, силлами, вулканическими очагами;

4) залегающие в гипабиссальных структурах — штоках, лакколитах, интрузиях.

II. Месторождения, подчиненные латеральной зональности:

1) локализации центральных и краевых частей экструзий, жерл, субвулканических тел, кальдер;

2) прогибам с отложениями, коррелятными вулканизму, — вулканическими и пепловыми потоками, туфами, игнимбритами;

3) прогибам, выполненным вулканогенно-осадочными слоистыми толщами;

4) прогибам, удаленным от вулканических центров и выполненным осадочными толщами, с минерализацией за счет гидротерм.

Хотя обе эти группы тесно генетически связаны, но для структурной типизации месторождений необходима их классификация. Следует отметить, что при рассмотрении выделенных структур, подчиненных вертикальной зональности, учитываются их переходы в вертикальные ряды. Например, куполовидные поднятия генетически связаны с вулканическими кальдерами на сводах купольных структур, образующихся при обрушении.

От линейной региональной металлогенической зональности, подчиненной поясовой структуре геосинклинальной области или рифтовой зоны, в вулканическом поясе наблюдается переход к концентрической металлогенической зональности, определяющейся структурой вулканических и вулcano-тектонических центров. Таким образом, линейные рудоносные структуры в вулканических поясах испытывают разрывы и концентрацию над вулканическими очагами, питающими данный вулканический центр. От представлений о линейных металлогенических поясах, классификация которых подробно разработана, при изучении вулканогенной металлогении следует перейти к представлениям о концентрически-зональном размещении руд в вулканических центрах поясов орогенных и платформенных областей.

Режимы вулcano-тектонических движений разделяются на сводово-купольные и кальдерные. Последовательность этих режимов оп-

ределяет формирование рудовмещающих структур и связанную с ним зональность рудных полей. Резкие нарушения термодинамических условий стимулируют процессы рудообразования на фоне вулканотектонической вертикальной и горизонтальной зональности, подключая мантийные флюиды и подземные воды в перераспределение рудных компонентов, рассеянных в вулканогенно-осадочных толщах. Основой рудного контроля в наложении разломов, формирующих рудные поля, являются ареальные, линейно-вытянутые и концентрические структуры вулканических формаций.

Вертикальная зональность вулканического рудоотложения в значительной степени зависит от подвижности рудоносных растворов и проницаемости вулканотектонических структур. С интрузивными фациями фундамента вулканов связано золото-полиметаллическое, медно-молибденовое и редкометальное оруденение. Экструзии в основном несут золото-серебряную и золото-теллуридную минерализацию. В вершинной части вулканов проявляются мышьяково-ртутное оруденение и сольфатарные отложения серы, киновари, сульфидов железа. Рудообразование растягивается во времени, выходя за пределы активной вулканической деятельности в стадию поствулканических процессов. Анализ вертикальной и латеральной зональности вулканических структур показывает, что рудоотложение связано главным образом с субвулканической и жерловой зонами. Парагенетически с ним соотносятся рудоносные гидротермальные системы, охватывающие как вулканический аппарат с кальдерой, так и фундамент вулкана и его глубинно-плутоническое основание.

Наибольшей рудоносностью отличаются вулканические жерла с дифференцированными продуктами последовательных извержений — от кислого до субщелочного или щелочного состава. При этом наблюдается характерная концентрическая зональность со сменой более высокотемпературных пород в центре менее высокотемпературными в периферических зонах. Зональность пород жерловой фации гранитоидов сочетается с зональностью рудопроявлений, что связано с пульсирующим поступлением рудоносных растворов.

Латеральная зональность рассматривается начиная с региональных структур с постепенным сужением площади и переходом к изучению в крупном масштабе концентрической зональности отдельных вулканических центров.

Рудоносность вулканических структур

Связь рудных месторождений с вулканизмом определяется по разным признакам: по комагматичности вулканических и рудных формаций, по использованию вулканических структур гидротермальными растворами, поступающими с разных глубин и не связанными непосредственно с вулканическими очагами, и др. [17].

По формальным признакам к вулканогенным месторождениям относятся системы рудных тел, связанных с вулканическими структурами в диапазоне от субвулканов до аккумулятивных вулканических сооружений и кальдер. Рассматривая вулканогенные месторождения по этим признакам, можно судить о роли различных термодинамиче-

ских типов рудообразования — от глубинных до постмагматических — как в наземных, так и в подземных условиях. Вулканогенное рудообразование локализуется в различных глубинных структурах в открытых термодинамических системах при быстром падении температур и давлений. Темп рудообразования ускоряется по мере приближения к поверхности Земли.

Рудные тела формируются газо-гидротермальными растворами и вулканическими процессами на различных глубинах субвулканических структур, вплоть до субаэральных и субаквальных. Вертикальный диапазон вулканогенных месторождений определяется глубиной происхождения магм, от подкоровых до близповерхностных периферических очагов. Важную роль играют региональные напряжения, регулирующие проницаемость земной коры при вулканических излияниях.

Рассматривая вулканические и вулкано-тектонические образования как среду рудоотложения, В. М. Крейтер по глубинным признакам снизу вверх выделяет определенную последовательность структур: рудопроводящие, рудоконтролирующие и рудовмещающие (рудоконцентрирующие). С этих позиций мы рассмотрим роль вулканических структур при формировании рудных тел, причем речь пойдет о структурах первичных вулканических аппаратов, не подвергавшихся крупным тектоническим перестройкам. Рудоподводящие структуры относятся к гипотетичным каналам, определяющим положение как вулканических аппаратов, так и связанного с вулканизмом оруденения. Рудоконтролирующими могут быть крупные разломы, которым подчинена мелкая сеть вторичных нарушений, определяющих положение вулканических аппаратов и рудных тел во вмещающих структурах. Рудовмещающие структуры обеспечивают положение и особенности формы рудных полей; к ним приурочены сложные системы рудных тел, выполняющих вулкано-тектонические образования. При этом эпигенетическая по отношению к вулканическим структурам роль оруденения позволяет оценивать вулканические сооружения как рудоподводящие и рудовмещающие структуры на разных ярусах их образования.

Реконструкция питающей и аккумулятивной структур вулканов выявляет многоярусное сложение вулканической системы, разнообразной по составу и строению, но принадлежащей к единому вулкано-плутоническому комплексу. Лавовые потоки, экструзивные купола и туфы, источником которых являются субвулканические очаги, связаны характерными условиями залегания в вулканическом аппарате. Автоэффузии и автоэксплозии — продукты вторичного разогрева крупных лавовых потоков и их глубинных куполов — образуют вторичные лавовые потоки и эксплозивно-туфовые каналы, не связанные с жерлом вулкана.

По структуре подводящих каналов различается несколько типов вулканов, но общими условиями их питания являются дайково-жерловые системы, переходящие на глубине в магматические тела интрузивного строения. Жерловая структура — наиболее важный элемент вулкана, всегда проявляющийся в его суперструктуре и субструктуре. При разрушении вулкана обычно сохраняется лавовая

пробка — нект, при проседании которого в центре оказываются пирокластические породы, представленные шлаками и бомбами. Здесь же встречаются кольцевые, полукольцевые и радиальные дайки. На рис. 4 показана система радиальных даек стратовулкана. Дайки в жерле вулкана образованы под влиянием растягивающего куполовидного расширения при давлении, направленном снизу. С центром пересечения даек на вершине вулкана связан центральный кратер; дайки подчинены радиальным структурам, секущим вершины вулканов.

Малые интрузии — промежуточная форма магматических тел между эффузивными и интрузивными образованиями и относятся к вулкано-плутоническим комплексам пород. Это силлы или магматические штоки глубокой зоны, образующие надочаговую часть вулканов и в орогенных условиях представленные полнокристаллическими габбро-диоритами, габбро, диоритовыми порфиритами, долеритами. Дайковые комплексы субвулканического типа переходят в нераскристаллизованные породы вулканического сооружения. Однако многофазность вулканической деятельности усложняет выделенную зональность, и часто встречаются переплетения вулканических фаций разных глубин на одном субвулканическом уровне. Сложные системы даек и некков в фундаменте вулкана непосредственно связаны с лавовыми потоками и экструзивными фациями пород, образующих вулканический аппарат. Наибольшей простотой отличаются структуры фундамента базальтовых вулканов геосинклинальной стадии, где некти, дайки и силлы сложены стекловатыми долеритовыми базальтами и могут быть отнесены к продуктам извержения одного этапа. В вулканах более сложного строения сочетаются продукты разных фаз извержений.

Таким образом, на глубине около 0,5 км существует средний ярус вулканической структуры, сложенный в фундаменте вулкана системой даек и силлов, переплетенных жильными сериями. Часто фундамент вулкана сложен вулканогенно-осадочными толщами, близкими по составу к породам вулканического сооружения, что создает дополнительные трудности для разделения пород фундамента и надстройки.

Рассмотрим особенности рудоносности вулканических структур, образующихся в течение трех стадий: 1) активно действующих вулканов, 2) вулканов, перешедших в фумарольную стадию активности и 3) потухших вулканов, являющихся сквозными трещинными структурами для разгрузки металлоносных гидротермальных растворов.

Действующие вулканы обычно представлены структурами транзитного перемещения рудной нагрузки, переносимой летучими, выделяющимися из магмы в диапазоне магматический очаг — земная поверхность. Речь идет также о рудоносных водах и о самородных металлах, включенных в вулканические образования. Минеральные компоненты обычно выносятся за пределы вулканических сооружений и могут отлагаться в форме вулканогенно-осадочных месторождений, в прилегающих к вулканическим хребтам прогибах. Кроме того, за сотни километров от района извержений могут уноситься элементы, адсорбируемые пеплами. Возгоны, отлагаемые фумарольны-

ми газами на поверхности лавовых потоков и на стенках кратеров, имеют минералогическое значение. Гидротермальная стадия активности вулканов отличается меньшей степенью рассеяния рудных эманацій. При быстром падении давления и температур разгрузка металлоносных растворов возможна в пределах вулканических и вулканотектонических структур. Подобно трудностям, которые возникают при определении потенциальной активности вулкана, сложно и определение пределов вулканической структуры как области пассивного отложения компонентов гидротерм. При этом мы рассматриваем вулканы как геологические структуры, пронизываемые для гидротерм по тем или иным структурным, фаціальным и гидродинамическим зонам и служащие областью их разгрузки. Это касается и крупных вулканотектонических структур с пониженной температурой рудоотложения.

Имеются многочисленные исследования, посвященные геохимической специализации типов и условий рудообразования на вышеотмеченных стадиях, в меньшей степени разработан вопрос о структурной обстановке, контролирующей формирование различных типов месторождений вулканических областей. Однако он представляет не меньшую важность в связи с проблемами геометризации рудных тел в различных структурно-фаціальных зонах. Наряду с вертикальной и горизонтальной зональностью месторождений их геометрия определяется особенностями разломно-трещинных структур и новейшей тектоники, накладывающейся на первичные структуры вулканических аппаратов и их фундамента. Дискордантная тепловая активность проявляется в качестве наложенного тепломассопереноса, подчиненного вновь активизированному структурному плану вулканического сооружения. Этот период, наступающий после прекращения вулканической деятельности, обуславливает образование новой гидрогеологической системы термальных вод, использующей пронизываемые структурно-фаціальные зоны древнего вулкана. Наиболее типична кольцевая структурная зональность разгрузки гидротерм, определяющая порядок выпадения рудных компонентов в соответствии с изменением температур. В. И. Белоусов выделил три типа гидротермальных систем: 1) наиболее высокотемпературный Паужетско-Вайракейский, типичный для молодых вулканических областей; 2) Парамуширский с низкими температурами гидротерм; 3) Лордарелло, высокотемпературный, но сходный по геологическому строению с Парамуширским.

В структурообразовании участвуют и агенты переноса рудного вещества — газы, гидротермы и океанические воды, непосредственно связанные с вулканическими аппаратами и трещинами. Отложение руд происходит в пределах вулканических аппаратов в том случае, когда гидротермы пронизывают как структуры вулканов и особенно прилежащих артезианских бассейнов, так и структуры фундамента, сложенного вулканогенно-осадочными формациями.

В процессе гидротермальной и магматической деятельности образуются естественные парагенетические ассоциации, при этом гидротермальные процессы являются формой вулканизма, представленной водным флюидом. С участием этого флюида происходит измене-

ние горных пород и возникновение ассоциаций продуктов кислого вулканизма и металлоносных гидротерм, происходят процессы метасоматоза и формируются месторождения, в частности сульфидные. Следовательно, гидротермальные системы можно рассматривать как высокотемпературные глубинные теплоносители, проникающие в водосносные горизонты земной коры в виде надкритического водного флюида или в составе расплава.

Конвергентность рудообразования проявляется в однотипности рудных растворов, образующих как вулканогенные, так и глубинные месторождения. При этом формы нахождения рудных компонентов в растворах сходны, независимо от источника руды и генетического типа месторождений. Металлы находятся в растворе в форме соединений с близкими термодинамическими свойствами, поэтому органическая связь рудообразования с вулканизмом [24] проявляется в закономерной связи рудообразующих растворов с вулканическим процессом, начиная от обособления металлоносной лавы и кончая формированием стратиформных вулканогенно-осадочных залежей. Согласно генетической классификации Л. Н. Овчинникова, вулканогенные месторождения образуют следующий диапазон: магматические, пневматолитические, гидротермально-метасоматические, гидротермальные, вулканогенно-осадочные (гидротермальные эксгаляционные). Расширяя этот диапазон, Л. Н. Овчинников включает в него широкий фронт агентов металлогенического выноса, в том числе океанические воды.

Суммируем основные структурно-фациальные условия, пути и агенты переноса рудного вещества при вулканизме: 1) пути транспортировки вещества — трещины, жерла, трубки взрыва, кольцевые и радиальные разломы; 2) агенты транспортировки вещества — лавовые потоки, агломератные потоки, пепловые тучи, жерловые брекчии и купола, дайки, субвулканические некки, лакколиты, вулканические газы и газовые эксплозии; гидротермы и водные растворы; паровые системы. Агенты переноса рудного вещества — флюиды или гидротермальные системы, выщелачивают металлы из материнских пород и формируют рудные залежи. Рудоперенос осуществляется гидростатической и гравитационной энергией гидротермальных систем; тепловой энергией конвекционных систем и другими видами энергии.

Изучение вулканической деятельности и связанной с нею рудоносности имеет весьма длительную историю. Однако по традиции наиболее детально изучаются лишь обнаженные на поверхности Земли верхние этажи вулканических систем, что в первую очередь относится к современным вулканам. Рассматривая большой фактический материал по вулканическим областям, авторы стремились детально проанализировать вертикальное строение вулканических систем, имеющее важное значение для установления рудоносности отдельных их горизонтов. Результаты такого обобщения могут играть важную роль в практической оценке отдельных уровней срезов вулканических систем в зависимости от степени эродированности каждой конкретной территории.

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНО-ОРОГЕННЫЕ ОБЛАСТИ

Основные черты вулканизма геосинклинально-орогенных областей

Для геосинклинально-орогенных областей следует отметить временную, пространственную и структурную совмещенность вулканизма и металлогении; типична соподчиненность этапов рудогенеза фазам проявления вертикальной и горизонтальной миграции вулканотектонических процессов в пределах пояса. Примером служат вулканотектонические структуры Карпато-Балканской области, с внутренними вулканическими поясами которых связано золото-полиметаллическое оруденение, а внешние характеризуются развитием месторождений ртути. При этом в процессе миграции вулканизма ранее золото-полиметаллическое оруденение сменяется поздними ртутным, сурьмяным и мышьяковым.

Геосинклинально-орогенные области являются мобильными тектоническими и вулканотектоническими поясами, а стабилизированные платформы — ареной тектоно-магматической активизации, сопровождающейся усложнением строения прилегающих областей. Подчиненность вулканических поясов определенным структурно-геологическим условиям выдвинула проблему выявления их рудной принадлежности, в связи с чем С. С. Смирнов, Ю. А. Билибин, Д. С. Харкевич разработали классификацию геосинклинальных поясов по типам их металлогенической специализации, в которой важное место занимают полезные ископаемые вулканического происхождения.

Геосинклинальные области в наибольшей степени охвачены вулканизмом, поэтому ведущую роль играет металлогеническая специализация вулканических поясов и их главных магматических формаций.

Островные дуги — наиболее доступная для изучения часть океанических районов вулканизма. Использование формационного аспекта позволяет выявить в эволюции складчатых систем океаническую и орогенную стадии.

Первая характеризуется подводными трещинными излияниями толеитовых магнезиальных и бедных калием базальтов и др., причем линейные зоны базальтовых излияний эволюционируют в систему щитовых вулканов, что связано с образованием неглубоких промежуточных очагов (исландский тип). Ассоциации возникающих пород аналогичны выделенным Хессом «эмбриональным офиолитовым комплексам» срединноокеанических хребтов. Далее намечается сдвиг в сторону андезитов, а с формированием складчатости и внутренних поднятий (предорогенная стадия) базальтовый тип эволюции сменяется андезитовым с умеренным накоплением железа (андезиты, андезито-дациты).

В орогенную стадию развиваются наложенные, послескладчатые пояса наземного вулканизма и молассовые отложения, сохраняется андезитовый тип эволюции, а в конце намечается тенденция к сближению интрузивного и эффузивного магматизма с формированием вулканоплутонических ассоциаций, появляются игнимбриты, трахи-

андезиты, трахилипариты. С возобновлением трещинных излияний толеитовых базальтов возникают щитовые вулканы, в которых вновь намечается дифференциация в сторону железистых лав и развивается щелочной магматизм. Магматизм этой стадии сходен с трапповым магматизмом континентов. Отношение K_2O к Na_2O может служить показателем положения базальтоидов в рассматриваемом эволюционном ряду: эволюция флюидов по мере развития подвижных зон направлена в сторону изменения их химизма с вытеснением натрия калием и повышением степени окисления (возрастанием химической активности CO_2 и H_2O).

По мнению П. Ф. Сопко, развитие раннегеосинклинальных поясов регулировалось сменой режимов расширения и сжатия. В периоды растяжения возникали широкие прогибы, выполненные глубокоководными осадками и базальтами, в периоды сжатия — вулканические гряды, сопряженные с желобами и несущие следующие структуры: 1) базальтовые и базальт-липаритовые лавовые плато; 2) щитовые вулканы и гиадокластитовые купола; 3) полицикличные вулканы центрального типа (кислые эффузивы и экструзивные купола); 4) кальдеры обрушения; 5) лаво-пирокластические плато среднего и кислого состава. Эти сооружения не имеют аналогов среди современных вулканов.

Толеиты островных дуг связаны с образованием континентальной коры. Ей соответствует сиалическая кора, переходная в зонах от океана к континенту, с минимальными мощностями в орогенных поясах вдоль окраин континентов. Магматизм складчатых областей испытывает эволюцию от базальтов к андезитам, дацитам и липаритам (вулканические фации), заканчиваясь гранитами (аплитами) и пегматитами. Наблюдается разделение на следующие формации: а) раннегеосинклинальные, представленные базальтовыми магмами дифференцированного типа — контрастные (базальты, липариты) и непрерывными (базальты, дациты, андезиты, липариты); б) позднегеосинклинальные интрузии — габбро-плагиограниты, габбро-диориты. В ряде случаев наблюдаются орогенные гранитоидные формации. А. А. Маракушев [22] отмечает конвергентность главных типов магматических и рудных формаций.

Конструктивный режим проявляется в геосинклинально-орогенном процессе, сопровождаясь гомодромной дифференциацией сиалических магм. Деструктивный режим характеризует рифтогенно-океанические условия тектоно-магматической активизации и разрушения континентальной коры, преобразующейся в океаническую в сопровождении антидромного процесса дифференциации и образования ультраосновных и основных магм. При этом кислые магмы сменяются в процессе деструкции коры основными вплоть до базальтов на океанической коре.

Эвгеосинклинальные структурно-формационные зоны

В последние годы много внимания уделяется характеристике структурных зон, среди которых одно из первых мест занимают эвгеосинклинали — внутренние, наиболее подвижные части геосинкли-

налей с высокой вулканической активностью на протяжении всей истории развития, вплоть до полной инверсии тектонического режима. Причем после превращения эвгеосинклинали в поднятие — эвгеоантиклиналь — магматическая активность проявляется столь же интенсивно, но полностью меняет свой характер.

Общепризнано, что эвгеосинклинальным зонам присуще широкое развитие инициального базальтоидного вулканизма, причем вулканизм в таких областях исключительно субмаринный, кроме проявляющегося на относительно поздних стадиях развития и на ограниченных площадях — островодужного, обычно субаэрального.

Металлоносность эвгеосинклинального вулканизма рассмотрена в работах В. И. Смирнова, В. Н. Котляра, Г. А. Твалчрелидзе и многих других ученых.

Наиболее типичные вулканические формации эвгеосинклиналей — базальтовая недифференцированная, базальт-андезит-дацитовая, последовательно дифференцированная и базальт-липаритовая (базальт-риолитовая) контрастно дифференцированная.

Месторождения, связанные с базальтоидным вулканизмом эвгеосинклинальных зон, обычно близповерхностные или даже поверхностные, формирующиеся на дне моря, в межвулканических депрессиях. Рудоносные гидротермы поступают по зонам трещиноватости и магмоподводящим разломам к поверхности и сбрасывают полезный груз на морском дне. Таким путем образуются серноколчеданные, медно-гематитовые и железо-марганцевые месторождения осадочно-вулканогенного происхождения. Ниже морского дна формируются метасоматические залежи серноколчеданных руд, локализующиеся в зонах межпластовых срывов и сдвигов. Месторождения такого типа имеют порой довольно крупные масштабы. Серноколчеданные руды в виде примесей часто содержат промышленно ценные компоненты — теллур, селен, золото.

Помимо месторождений этой группы, краткие сведения о которых приведены в предлагаемой книге, следует упомянуть протерозойские месторождения Джебель-Саид, Аш-Шизм, Аль-Амар и ряд других в Саудовской Аравии [32, 46, 47, 49].

Часто отмечается, что пласто- и линзообразные залежи сульфидных руд с глубиной переходят в секущие, причем последние представляют собой подводящие каналы.

С месторождениями рассматриваемой группы нередко весьма сходны рудные концентрации эвгеосинклинальных рифтогенных структур, образовавшиеся в пределах вторичных эвгеосинклиналей [36].

В результате деструкции консолидированных областей и соответственного перерождения континентальной коры в океаническую формируются своеобразные месторождения четырех уровней: вулканического придонного, субвулканического, гипабиссального и абиссального. Первые представлены скоплениями железо-марганцевых конкреций, богатыми металлоносными илами в современных структурах и стратиформными месторождениями свинца, цинка, редких металлов, барита и ряда других металлов [1, 7, 13, 50].

На субвулканическом уровне в связи с породами обогащенной калием глубинной базальтовой формации в вулканогенных и разновозрастных терригенных и карбонатных толщах образуются скарновые железорудные месторождения (Аджаро-Триалетская зона в Закавказье, Средний Урал и др.).

На гипабиссальном уровне с дунит-перидотитовой и дунит-пироксенит-габбровой формациями связаны месторождения хрома, платины, титаномагнетита, ртути, мышьяка, золота. Формационные типы этих месторождений весьма своеобразны. Они известны на Кубе, в Закавказье (ртутная киноварно-метациннабаритовая, золоторудная листовенитовая, хромитовая с платиноидами и др.).

Наиболее глубокие уровни занимают медно-никелевые руды, формирующиеся в промежуточном очаге вулканической системы и тесно связанные с ультраосновными — основными породами перидотит-пироксенит-норитовой формации. Таковы некоторые месторождения Советского Союза (Печенга, Норильск), Канады (Садбери) и ряда других регионов [44].

Эвгеоантиклинальные структурно-формационные зоны

К эвгеоантиклинальным относятся структурно-формационные зоны, прошедшие геосинклинальную стадию развития и испытавшие инверсию тектонического режима, интенсивную складчатость и в пределах которых проявился активный кислый магматизм.

Дальнейшее тектоническое развитие эвгеоантиклинальной области, в зависимости от характера воздействия последующих напряжений, может привести либо к реставрации геосинклинального режима с образованием вторичной геосинклинали (или серии вторичных геосинклиналей), либо к дальнейшей консолидации области и наращиванию смежной платформы. Из тектонических напряжений в эвгеоантиклинальных зонах преобладают сжимающие усилия, препятствующие широкому проявлению эффузивных фаций. Вследствие таких особенностей в эвгеоантиклиналях часто верхние уровни рудно-вулканических систем редуцированы или развиты ограниченно. Напротив, в них преобладают субвулканические и гипабиссальные фации, заполняющие закрытые системы или системы, частично соощающиеся с поверхностью. В таких условиях резко замедлено отделение летучих, усилено взаимодействие их с окружающей средой и созданы благоприятные условия для глубокой гидротермальной переработки пород и рудообразования. Ограниченное развитие в геантиклинальных условиях имеют вулканы основного состава.

В целом геантиклинальные области характеризуются широким распространением секущих магматических формаций и пестрым набором связанных с ними рудных месторождений.

Глубокая эрозия горно-складчатых областей дает возможность наблюдать рудно-вулканические системы на многих их уровнях. Ниже мы приведем характеристику различных уровней рудно-вулканических систем геантиклинальных зон.

В чистом виде магматические образования гипабиссального уровня, или, как чаще принято говорить, гипабиссальной фации встреча-

ются в виде интрузивных массивов — штоков, даек и т. д. и с ними связаны месторождения, выделяемые В. Н. Котляром как плутоногенные. Однако таким телам часто бывают присущи апофизы, проникающие в кровлю интрузивов и образующие субвулканические тела. Реже удается фиксировать комагматичные им вулканические проорывы на поверхности с образованием экструзий. Однако, как правило, на каждом конкретном эрозионном срезе вскрываются гипабиссальные тела, известные как интрузии. По косвенным данным (наличие в окрестностях интрузива близко или одновозрастных ему субвулканических и даже эффузивных аналогов и т. д.) удается установить, что данный интрузив представляет собой глубокий уровень единой вулканической системы.

Таковы интрузивно-эффузивные комплексы Аджарского, Маднеули-Поладаурского, Алавердского и ряда других рудных районов Малого Кавказа. Сопоставление с различными складчатыми областями мира свидетельствует о том, что указанные районы не составляют исключения.

Рассмотренные особенности строения месторождений различных уровней рудно-вулканических систем отчетливо свидетельствуют о том, что во многих случаях не только рудные районы и узлы, но даже и отдельные месторождения в различных частях несут черты смежных уровней. Например, в месторождении Шаканаи в Японии верхние горизонты отличаются стратифицированностью и пластообразной формой и относятся к осадочно-вулканогенному или осадочно-гидротермальному типу. Нижние его части принадлежат к вулканическому уровню и представлены эпигенетическими секущими рудными телами.

Маднеульское месторождение относится к переходному типу, где рудные концентрации вулканического уровня книзу сменяются рудными телами субвулканической зоны.

Анализ строения Коршуновского железорудного месторождения свидетельствует о большом вертикальном размахе оруденения. Так, низы его представлены скарновыми рудами, наиболее характерными для гипабиссального уровня. В верхних же частях месторождения широко распространены оруденелые эруптивные брекчии, типичные для вулканических построек субаэрального характера.

Это подтверждает отмеченное советскими учеными более двадцати лет тому назад вертикально-зональное строение рудных месторождений (В. И. Смирнов, Ф. И. Вольфсон, А. В. Королев и др.) и рудных полей (Г. А. Твалчрелидзе, Е. Д. Карпова, О. Д. Левицкий, Е. А. Радкевич и др.). Идея о вертикально-зональном размещении месторождений была выдвинута еще полвека тому назад В. Х. Эммонсом.

В современном виде зональность рудных месторождений, в частности, вертикальная хорошо обоснована фактическим материалом.

Для полного удовлетворения потребностей народного хозяйства минерально-сырьевыми ресурсами наши построения и выводы должны содействовать дальнейшему развитию принципов глубинного прогноза и рационального направления геологоразведочных работ.

Рассмотрим на конкретных примерах вертикально-зональное распределение месторождений в пределах отдельных рудоносных площадей (рудных районов, полей и т. д.). Нельзя относить к типоморфным для отдельных уровней месторождения по формационному признаку, так как некоторые рудные формации, будучи конвергентными, встречаются на различных уровнях рудно-вулканических систем.

Условия и формы проявления кислого вулканизма

Связь рудообразования геосинклинальных и орогенных стадий вулканизма преимущественно с кислыми формациями общеизвестна, однако многие вопросы их образования остаются дискуссионными. Например, при изучении рудоносности особенно много споров вызывают классификации магматических формаций, проблемы соотношения вулканизма и плутонизма, определение роли вулканизма в эндогенном рудообразовании и др.

Принято считать, что геосинклинально-складчатые области проходят в своем развитии раннюю (собственно геосинклинальную), среднюю (геосинклинальную инверсионную) и позднюю (постинверсионную или орогенную) стадии. С последней сопряжены этапы тектоно-магматической активизации прилегающих консолидированных регионов. С вовлечением в погружение континентальных окраин связано начало процессов океанизации земной коры континентов. Генезис кислых вулканитов геосинклинальных стадий различен: в одних случаях они являются дифференциатами базальтовой магмы, в других — связаны с очагами кислой магмы в зонах переплавления сиалической коры.

В геосинклинальную стадию развития кислый вулканизм незначителен — породы андезит-дацит-липаритовой формации перемежаются с преобладающими породами андезит-базальтового состава, образуя самостоятельную группу контрастных формаций — кератофирспилит-диабазовую, диабаз-липаритовую. В морских бассейнах в ассоциации с осадочными породами образуются кварцевые кератофиры. Все эти формации тяготеют к геоантиклиналям, бортовым частям геосинклинальных прогибов и погруженным частям срединных массивов. Максимального проявления коровый кислый вулканизм достигает в постинверсионную стадию, соответствуя субсеквентному вулканизму (по Г. Штилле) и наземной порфировой формации. Для порфировой формации характерно извержение магмы после превращения геосинклинальной системы в ороген на фоне преобладания сводовых поднятий и развития вертикальных глыбовых перемещений. При этом прогибание наложенных и унаследованных впадин сопровождается образованием определенного парагенетического ряда вулканогенно-осадочных формаций.

По составу преобладающих продуктов порфировая формация разделена на андезитовую и липаритовую субформации. Кислые вулканиты входят также в состав постинверсионной липарит-базальтовой контрастной формации. Все они характеризуются различными соотношениями поверхностных, жерловых и субвулканических фаций, петрохимическими особенностями и металлогенической специа-

лизацией. Образование порфировых формаций завершают субвулканические, гранитоидные и габбро-монцонит-граносиенитовые интрузии, с которыми они объединяются в вулcano-плутонические ассоциации.

Наземная андезит-дацит-липаритовая формация образуется в начале постинверсионной стадии развития геосинклинальной области, связанной с общими сводовыми поднятиями, наступающими после замыкания геосинклинали и внедрения крупных гранитоидных интрузий. Вулканогенные постскладчатые образования накапливаются в вулканических впадинах вдоль границ молодой складчатой области с сопредельными геосинклиналями или в межгорных прогибах. Они отличаются гомодромной последовательностью и содержат переменное количество кислых экструзий. Базальты и андезито-базальты, принимающие незначительное участие в составе послескладчатых формаций, обычно встречаются во впадинах, наложенных на зоны ранней консолидации с древним фундаментом повышенной жесткости. Породы порфировой (андезит-дацит-липаритовой) формации характеризуются повышенной щелочностью и нередко переходят в трахиандезит-трахилипариты.

На Малом Кавказе неогеновая андезит-дацитовая формация приурочена к сводово-глыбовым поднятиям альпийских мегантиклинорий. Вулканические нагорья расположены на вершинах и склонах горных сооружений, но в результате широкого развития вулcano-тектонических проседаний часто окружены древней рамой.

Развитие приповерхностных и гипабиссальных вулканических интрузий и их непосредственные переходы в покровные вулканы липаритового состава позволяют выделить специфическую вулcano-плутоническую формацию — гранит-порфир-липаритовую или гранит-липаритовую. Пространственно гранит-липаритовая формация более четко связана с разрывными нарушениями и вулcano-тектоническими структурами периода консолидации складчатой области, чем андезит-дацитовая и дацит-липаритовая субформации. Проявление базальтового вулканизма и комагматичных интрузий габбро-монцонит-граносиенитового состава знаменует заключительную стадию развития геосинклинально-складчатой системы и наступление этапа тектоно-магматической активизации. Его открывает липаритовая формация, начинающая антидромный ряд вулканогенных формаций в мезозойских (тихоокеанских) и альпийских геосинклинально-складчатых областях. При этом для позднемезозойско-кайнозойских структур Восточно-Азиатского вулканического пояса характерен обратный вертикальный ряд формаций с увеличением щелочности.

Состав и последовательность образования гомодромного ряда вулканогенных ассоциаций (андезит-дацитовая → дацит-липаритовая) некоторые исследователи объясняют гипотезой вертикальной миграции, т. е. постепенного перемещения фронта магмообразования из «базальтового» в «гранитный» слой земной коры при стадийно-направленном развитии геосинклинально-складчатых областей. При этом постинверсионный магматизм генетически тесно связан с магматизмом геосинклинальных стадий. Антидромный характер вулканизма окраинно-континентальных краевых вулканических поясов при

таким подходе, очевидно, может свидетельствовать об опускании фронта магмообразования. Это типично для зон глубинных разломов, возникающих при тектоно-магматической активизации, которая приводит к океанизации.

Присутствие кислых пород в контрастной липарит-базальтовой формации в зонах наибольшего дробления объясняется селективным плавлением осадочно-метаморфического слоя под воздействием теплового потока от поднимающейся базальтовой магмы. При этом теплоточность их тем отчетливее, чем выше жесткость консолидированных структур.

Эволюция магматических продуктов со все возрастающей ролью калия и сменой известково-щелочных комплексов субщелочными и щелочными выявлена в вертикальных рядах вулканогенных формаций для некоторых структур и рассматривается Ю. А. Кузнецовым и Э. П. Изохом как показатель закономерного и направленного изменения во времени динамики недр планеты, откуда поступают интрателлурические потоки вещества. Увеличение роли липаритов — следствие разрастания континентальной коры в процессе активизации и образования внутрикоровых магматических очагов.

Постинверсионные кислые вулканогенные формации в разнотипных подвижных областях приурочены главным образом к орогенным краевым вулканическим поясам. Тектонические условия формирования последних имеют либо унаследованный характер, либо подчинены тектоно-магматической активизации.

Для развития вулканических поясов важно их возникновение вдоль геосинклинальных систем ранней или средней стадии развития, граничащих со структурами более ранней консолидации. Примером может служить Восточно-Азиатский вулканический пояс начальной стадии тектоно-магматической активизации, прослеживающийся почти на 11 тыс. км вдоль границы современного Азиатского континента с переходной зоной к Тихому океану. Он характеризуется однородностью магматических формаций на всем протяжении, антидромным вертикальным рядом формаций, присутствием среднекислых пород при резком преобладании кислых образований (игнимбриды) липаритовой формации, сближенностью вулканических и плутонических процессов с образованием двух параллельных рядов — диорит-андезитового и гранит-липаритового.

К орогенным вулканическим поясам в сводовых областях. Е. Е. Милановский относит площади проявления неогеновой андезит-дацитовой формации Малого Кавказа. Вулкано-тектонические структуры второго порядка в вулканических поясах представлены вулканическими впадинами, вулкано-грабенами и кальдерами или кольцевыми мульдами проседания. Они отличаются крутыми тектоническими контактами, большой мощностью вулканитов, структурным контролем подчиненных субвулканических фаций.

По мере развития фанерозойских геосинклинально-складчатых областей условия проявления постинверсионного среднекислого вулканизма усложнялись, изменяя составы, сочетания пород вулканогенных формаций и соотношения между разновозрастными процессами унаследованного развития и активизации в различных регионах Зем-

ли. При этом большие объемы магматических пород среднекислого состава вулcano-плутонических ассоциаций не могут рассматриваться как дифференциаты базальтовой магмы, а являются следствием влияния растягивающих напряжений.

О рудоносности областей проявления геосинклинально-орогенного вулканизма

В последние годы получили новые обоснования представления А. Н. Заварицкого о связи колчеданного оруденения с эффузивным вулканизмом. Г. С. Дзоценидзе на примере месторождений Грузии выявил генетическое родство баритового, серноколчеданного, гематитового и марганцевого оруденения с эффузивным вулканизмом. Он выделил три типа вулcanoгенно-осадочных месторождений, образованных: 1) в водоемах за счет сноса и отложения вулканических продуктов наземных вулканов; 2) в водоемах за счет продуктов извержения подводных вулканов как на путях проникновения рудоносных растворов, так и в результате отложения вещества на морском дне в ареале подводных извержений; 3) в морских бассейнах на различной глубине вдали от центров извержений, вне непосредственной связи с ними. Эти условия характеризуются слабым развитием кислотного разложения при ограниченном участии газовой фазы (Чиатурское месторождение марганца); на фации осадков влияют рельеф морского дна, направление течений, неравномерность поступления вулканических продуктов.

Региональное геосинклинальное рудообразование связано с относительно узкими, пограничными между континентами и океанами зонами — островными дугами, внутренними окраинными морями, рифтами. Все эти структуры поставляют сульфидные растворы путем подводного вулканизма, имеющего на ранних этапах базальтовый характер и сменяющегося в условиях орогенеза подводными и наземными андезито-дацитовыми формациями.

Геосинклиналь в виде островных дуг мигрирует к океану, а ороген причленяется к континенту. Древние базальты внешних островных дуг аналогичны орогенным базальтам, обрамленным со стороны континента рифтовой зоной вулканизма. Молодые вулканические формации внутреннего рифтового пояса объединяют островные дуги и орогенные структуры в единую формацию окраин континентальной платформы.

Главный этап рудообразования обычно связан с окончанием вулканизма после излияния средних и основных лав. Для колчеданного оруденения особенно важно проявление гидротермальной поствулканической деятельности, сочетающейся с эксплозивными извержениями.

Сложность строения колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений сопряжена с их стадийностью в рамках магматического процесса: первые стадии формирования месторождения обусловлены вулcanoгенно-осадочными процессами, вторые — диагенезом и гидротермально-метаморфическими и метасоматическими процессами. Динамо- и термометаморфизм участвуют в преобразо-

вании месторождений с выборочным частичным переплавлением ранее образованных руд и формированием жильных типов рудных тел. Большое значение имеют геохимические черты лав, из которых при их дезинтеграции в подводных условиях происходит вынос рудных компонентов. Для осадочно-вулканогенных океанических формаций базальтов толеит-габбрового типа характерно медноколчеданное оруденение, для переходных типов — оливиновых толеитов кали-натрового ряда — железорудная специализация с марганцем и медью и т. д.

Изучение областей базальтовых излияний на дне океанов показало, что районы, благоприятные для формирования стратиформных колчеданных месторождений, находились в режиме растяжения, сопровождавшегося вулканическими излияниями. Период эволюции геосинклинального режима от сланцевых эвгеосинклиналей к регрессивным сериям сопряжен с началом формирования вулканического пояса: Такие условия образования вулканогенно-осадочных формаций, названные В. И. Буадзе трансгрессивно-регрессивными, имеют классическое развитие в верхнем мезозое Большого Кавказа. Стратиформные колчеданные руды накапливались в условиях режимов, при которых компенсированное прогибание геосинклиналей сменялось компенсированным воздыманием.

Характерна преемственность генетических черт колчеданных месторождений, изменяющихся от гидротермально-осадочных до прожилково-вкрапленных по мере пересыщения растворов, поднимающихся по разломам. На первом этапе заполнения жерловых депрессий сульфидными осадками наряду с накоплением ритмично-слоистых руд происходила раскристаллизация сульфидных растворов с гипогенной зональностью отложения. В некоторых случаях отмечается повторение термодинамических условий и наложение нового процесса рудообразования.

Гомодромные обстановки непрерывной кристаллизационной дифференциации известково-щелочных магм сменяются контрастными условиями магмообразования возникающими, согласно исследованиям А. А. Маракушева [22], при ликвации расплавов в периферических очагах с образованием базальт-риолитовой бимодальной формации спилит-кератофирового типа.

Колчеданное оруденение, связанное с толеитовым вулканизмом в зонах растяжения, можно сопоставить с образованием рудоносных резервуаров в современных рифтах срединно-океанических хребтов и межконтинентальных рифтах красноморского типа. Подобные гидродинамические условия обнаружены на дне Красного моря и около Галапагосских островов — здесь имеет место замкнутый геохимический режим термальных вод, не смешивающихся с водами нормальной океанической солености и температуры. Следует подчеркнуть, что медноколчеданная и цинково-колчеданная минерализация в эвгеосинклинальных зонах тяготеет к прижерловым депрессиям и аппаратам центрального типа, сформированным в кровле толеит-базальтовых формаций. Это отвечает современным условиям формирования рудоносных растворов в зонах рифтовых долин срединно-океанических хребтов.

Медно-пирротиновая минерализация, связанная с диабазовым комплексом, сопряжена с наложением оруденения на разломы в условиях регионального сжатия и поддвигами в геосинклинальном поясе, наследующем рифтовые структуры. Локальные условия рудообразования определяют конседиментационные вулканотектонические впадины рифтового происхождения.

По данным В. И. Смирнова, колчеданные месторождения типичны для стадии окончания геосинклинального периода и смены излияний основных лав кислыми и щелочными в конце вулканического цикла в период обмеления геосинклинального моря. В результате мощной фумарольной и гидротермальной активности в мелководных бассейнах формировались сульфидные (пиритовые) вулканогенно-осадочные руды. В условиях высокого парциального давления кислорода образуются железные (гематитовые и медно-гематитовые) и марганцевые стратиформные руды. Минерализованные растворы, поднимаясь по трещинам, питали вулканогенно-гидротермальные метасоматические жилы и штоки, представляющие, по существу, корни стратиформных залежей. В процессе длительной термохимической переработки залежи пирита обогащались цветными металлами.

Общая волна кислого вулканизма в конце геосинклинального цикла проявилась в пределах Южного Урала, Рудного Алтая, Японии, Курильских островов и Камчатки. Медноколчеданные месторождения Южного Урала приурочены к вулканическим поднятиям, сложенным базальтоидами контрастной формации. Рудные тела, локализованные в умеренно-кислых и кислых вулканитах, завершают формацию и локально проявляются в форме сложных синвулканических структур в верхних частях базальтоидных сооружений.

Колчеданно-полиметаллическое оруденение Рудного Алтая связано с девонскими субвулканическими интрузиями кислого и основного состава. В липаритовых порфирах верхнего девона наблюдаются включения сфалерита и галенита, а в диабазовых порфиритах — включения халькопирита. Г. Ф. Яковлевым и другими исследователями предполагается гидротермально-осадочный генезис этих руд. В результате унаследованного развития магматических процессов в вулканотектонических структурах Прииртышского района образовались зоны колчеданно-полиметаллических месторождений. В целом это район развития герцинских вулканотектонических структур, с которым связаны все промышленные месторождения юго-западного крыла Алтайского антиклинория. Спорным остается вопрос возраста колчеданно-полиметаллического оруденения в Лениногорском рудном районе — месторождений Риддер-Сокольного и Тишинского. Однако вулканогенное происхождение главных колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая не исключает роли более глубоких плутонов в их формировании.

Г. А. Гвалчрелидзе отметил существование двух групп вулканогенно-осадочных месторождений, формировавшихся на дне геосинклинальных и платформенных морей: 1) ранней стадии геосинклинального вулканизма — серно-медноколчеданные, барито-полиметаллические, железорудные, марганцевые, бокситовые и др., и 2) позднегеосинклинальной стадии вулканизма — сурьмяно-ртутные, олово-сере-

бряные, реальгар-аурипигментовые и низкотемпературные гидротермальные месторождения с халцедоном.

В. Н. Котляр [16] различает два типа месторождений, связанных с палеовулканизмом: эксгаляционно-осадочные и гидротермальные; среди последних он выделяет жерловые, вулкано-купольные, субвулканические и кальдерные.

Генетическая связь колчеданного оруденения с эффузивным вулканизмом установлена В. И. Смирновым и Т. Я. Гончаровой при изучении месторождений Северного Кавказа. Эти месторождения эксгаляционно-гидротермального и эксгаляционно-осадочного типов не встречаются вне вулканических поясов и синхронны с осадкообразованием в вулкано-тектонических прогибах. Сульфидные руды образуют пластовые залежи в локальных депрессиях, по краям которых выходят дайки основного и среднего состава. По Г. С. Дзоцендзе, железорудные месторождения вулканогенно-осадочного происхождения образуются в условиях вулканизма, связанного с предорогенным этапом (спилито-диабазовые формации), с платформенным режимом или окраинно-геосинклинальными поясами. К продуктам переработки вулканитов ранней стадии геосинклинальной истории Земли принадлежат зеленокаменные пояса. Большая часть базальтов имеет мантийное происхождение, и именно базальтам отводится ведущая роль в выносе золота из мантии Земли. Однако промышленные концентрации золота образуются при участии метасоматических процессов, и рудные тела подчинены структурно-литологическим условиям развития метасоматических процессов и зонам тектонических нарушений.

По данным П. Н. Кропоткина, оруденение золота в приконтактовых зонах каледонских и герцинских интрузий Северного Казахстана проявляется лишь в тех случаях, когда интрузии прорывают нижнепалеозойские туфы и эффузивы основного состава. Н. Л. Шилин отмечает, что концентрация золота возрастает в конечных продуктах дифференциации магмы.

С зеленокаменными породами связаны месторождения золота на Африканском, Бразильском и Австралийском щитах, причем на последнем добыто 90 % золота страны. Большое его количество (20—40 %) извлекается при рафинировании цветных металлов, добываемых из докембрийских медно-никелевых и свинцово-цинковых месторождений зеленокаменных поясов.

Канадский щит чрезвычайно богат месторождениями, связанными с вулканизмом возраста $2,5 \cdot 10^9$ лет (рис. 5). В рудной провинции СьюперIOR известны крупнейшие в мире месторождения Кид-Крик, Онтарио, Норанда. Этот тип месторождений был основным объектом добычи сульфидов, но ныне первое место занимает золото.

Осадочно-вулканогенные породы часто оказываются метасоматически переработанными молодыми гранитами с привносом элементов, типичных для гранитных магм — Sn, Mo, Bi и др. В ряде случаев золото первичных вулканических пород при гранитном метаморфизме было ремобилизовано и переотложено в других, более благоприятных условиях.

В целом подавляющая часть золота в мире добыта из докембрийских зеленокаменных пород; на эти месторождения приходится 75 % мировых запасов.

На Алданском щите крупные массивы архейских пород в значительной степени представлены метавулканиитами, образование которых, возможно, происходило в условиях переотложения продуктов вулканизма, сопровождавшегося активной фумарольной деятельностью.

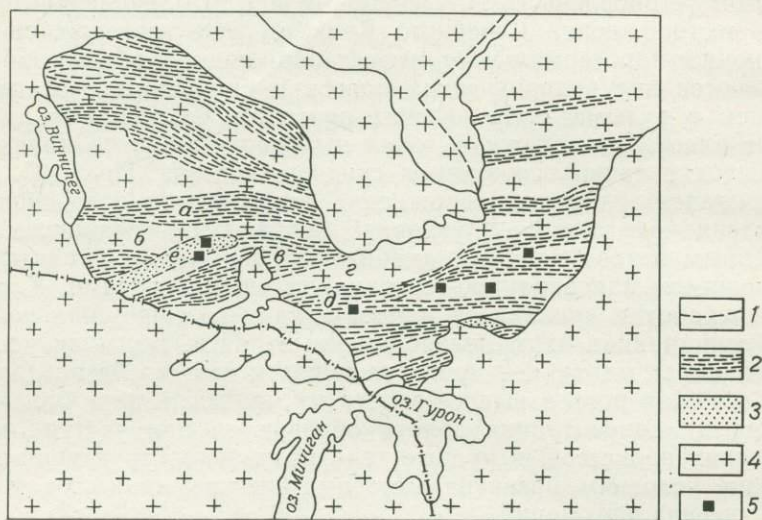


Рис. 5. Структура рудной провинции Сьюпериор.

1 — границы распространения архейских пород; 2 — осадочно-вулканогенные формации; 3 — земнокаменные толщи; 4 — гранито-гнейсы; 5 — рудники. Пояса: а, в; д — вулканоплутонические, б, г — гнейсовые, е — зеленокаменный

стью. Отмечается частая инверсия палеотектонического режима, предполагающего формирование вулканотектонических сводовых и купольных поднятий, сменяющихся замкнутыми вулканотектоническими депрессиями с хемогенными условиями осадкообразования.

Вулканические зеленокаменные пояса Канадского щита формировались в узких грабен-синклинальных трогах. Рассмотрим структуры крупных золоторудных месторождений щитов на примере верхнеархейского протогееосинклинального пояса Абитибн в Канаде. Он имеет протяженность 300 км при ширине 35—50 км. Фланги пояса сложены базальтами, андезит-ортофирами и дифференцированными коматиитами (базальт-андезитовая формация группы Киватин), а кровля — песчано-сланцевыми и андезит-риолитовыми толщами. Размещение рудных узлов контролируется поздними интрузивными штоками и субвулканическими телами с вертикальным размахом оруденения в штоках около 1 км. Рудоносные зоны размещаются в штоках и дайках вулканических пород, а рудовмещающие разрывы — в зеленокаменных породах. Для пояса характерны колчеданно-цинковое, медно-цинковое и золотое оруденение (месторождение Норанда).

Мощность зеленокаменных комплексов геосинклинальных отложений Канадского щита достигает нескольких километров. Пирокластические породы центральных и периферических зон кислого вулканизма составляют небольшую часть диабазового вулканического пояса. Тонкие, но широкие базальтовые потоки начальных излияний в пределах геосинклинали сменились андезитами, дацитами и риолитами, конечная фаза кислого вулканического цикла завершилась

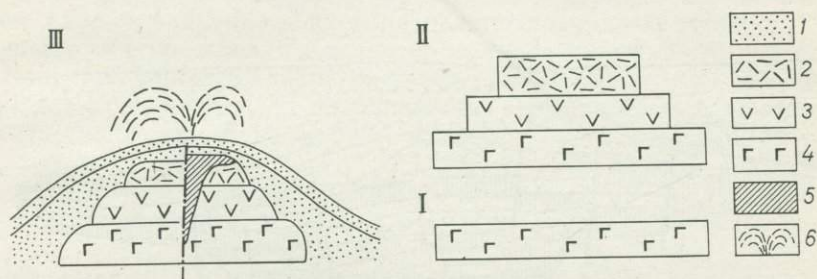


Рис. 6. Схема эволюции архейского вулканического центра (по Сангстеру, 1972). I—III стадии развития вулканического центра; 1 — осадочные образования; 2 — риолиты; 3 — андезито-дациты; 4 — базальты; 5 — массивные сульфидные руды; 6 — фумаролы

эксплозиями и кальдерообразованием. Субщелочные породы заключительной фазы относятся к кальциевым разновидностям и толеитам. За вулканизмом последовала эрозия; в испаряющихся бассейнах отлагались окислы железа. Среди риолитовых и дацитовых лав и туфов, а иногда у кровли вулканических трубок, выполненных андезитами, залегают стратиформные горизонты медных и цинковых руд, источником которых, по-видимому, являлись туфы. Пути движения гидротерм — кольцевые разломы кальдер и экструзивных центров (рис. 6).

Поскольку продуктивные формации — хорошие проводники, наиболее эффективным методом разведки явились аэромагнитные исследования, результаты которых позволили дать структурную интерпретацию вулканических сооружений и выделить центры кислого вулканизма. По комплексу данных была восстановлена структура жерла и кальдер месторождения оз. Савант, определены локальные условия рудоотложения.

Район озер Стургион — Савант — часть вулканоплутонической субпровинции архейского зеленокаменного пояса с проявлениями кислого вулканизма центрального типа. Здесь в обширной кальдере, выполненной вулканогенно-осадочными формациями (рис. 7), выявлено два центра древней вулканической активности. Территория месторождения Стургион представлена крупной синклинальной структурой, северная часть которой сложена 15-километровой толщей толеитовых базальтов с участием фельзитовых пород. Южная ее часть представлена 1,5-километровой толщей осадочных пород, переслаивающихся с вулканической толщей мощностью 12 км, формировавшейся в течение трех циклов. На первом образовались породы двух подциклов: 1) базальты и лапиллиевые туфы с прерывистыми слоя-

ми кислых лапиллей, агломератов и риолитовых туфов, 2) потоки пиллоу-лав, перекрытые фельзитовыми туфами, агломератами, вулканической брекчией и аргиллитами. Второй цикл представлен основными лавами с граувакками и графитовыми аргиллитами, дважды перекрытыми риолитовыми туфами, третий — базальтами, туффитами и 1,5-километровой толщиной кластических пород с железистой формацией. Лапиллиевые отложения первого подцикла прорваны sillом трондьемитов.

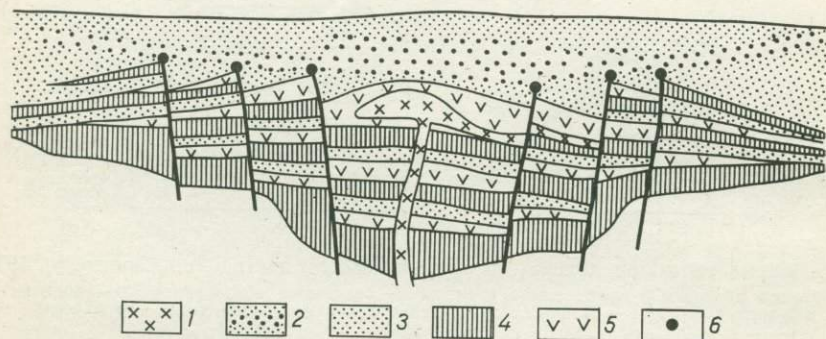


Рис. 7. Схема строения палеовулкана оз. Ханди, Сев. Америка (по Ф. Веллмеру, 1981).

1 — кислые интрузии; 2 — осадочные породы и основные туфы; 3 — то же, с горизонтами железных руд; вулканисты: 4 — основные, 5 — кислые; 6 — участки локализации крупных скоплений железных руд

Осадочные отложения, залегающие на породах этих трех циклов, в свою очередь перекрыты продуктами извержений подводного вулкана центрального типа. Образование массивных сульфидных руд — часть вулканического процесса, сформировавшего обширную кальдеру, реконструированную по мощности вулканогенно-осадочных пород и следам фумарольной деятельности. Сульфидные залежи контролируются центрами кислого вулканизма (см. рис. 7). Палеовулкан оз. Ханди (США) формировался в течение пяти циклов, представленных дацитово-риолитовой пирокластической серией. С кислой и средней фазами вулканизма нижнего цикла сопряжена железистая формация; месторождение Норанда сформировалось в период третьего цикла.

В целом вулканизм питался общим неглубоким магматическим очагом долгоживущего вулканоплутонического центра, связанного с земной поверхностью системой жерл, смещавшихся в течение последовательных циклов извержений. Этапам вулканизма сопутствовали стадии вулканотектонического структурообразования и смены продуктов различных петрохимических и металлогенических составов. С жерловыми трубками (см. рис. 7) были связаны концентрации массивных сульфидных руд в центре вулканического купола. Рудонакопление контролировалось кальдерными разломами, где могли образоваться крупные месторождения.

Длительное время существовало два представления о происхождении гидротермальных сульфидных месторождений. Им приписывался как вулканогенно-осадочный генезис, так и гидротермальный. В месторождениях типа куроко в Японии, вероятно, совмещаются оба эти типа генезиса. Фундамент месторождений сложен штокверками, сформированными при поднятии рудоносных гидротерм, а слоистые вулканогенно-осадочные отложения кровли образовались при отложении металлоносных растворов на дне моря. Р. Охаси подчеркивает важное значение в их образовании подводных горячих источников. На месторождении Косака полосчатые сульфидные руды имеют осадочное происхождение, а залежи самородной серы образуются на дне кратерных озер одновременно с импегнацией пород фундамента серой при сольфатарном процессе; залежи массивных и полосчатых руд стратиформного типа отнесены к морским сингенетическим отложениям; сульфидные жилы и вкрапленные руды выполняют трещины и поры в породах за счет восходящих рудоносных флюидов.

Металлоносные осадки и горячие рассолы, обнаруженные на дне Красного моря во впадинах, по минеральным ассоциациям, последовательности отложения осадков и характеру диагенеза сходны с пластовыми залежами типа куроко. Следует отметить, что наиболее крупные медноколчеданные залежи Японии связаны с геосинклинальными отложениями метаморфического пояса. Пластовые марганцевые отложения ассоциируют с кремнистыми туфами, а медноколчеданные залежи с баритом и свинцово-цинковыми рудами являются метаморфизованными аналогами залежей типа куроко. Месторождения островных дуг этого типа сопряжены с известково-щелочным вулканизмом зон рифтового тылового прогиба островных дуг, иногда штокверковые руды относятся к жерловым фациям риолитовых куполов. Отложение руд происходило в неглубоких бассейнах, сообщавшихся с открытым океаном каналами. Такие бассейны были полем высокого теплового потока и проявления вулканизма внутренней зоны островных дуг с позднего олигоцена и раннего миоцена до настоящего времени. Соответственно, зона Беньофа была погружена под пояс рудоотложения на 150 км. Рудные залежи связаны с вулканидами следующих фациальных зон: 1) потоками риолитовых лав, 2) риолитовыми куполами с субвулканическим корнем, 3) туфо-агломератовыми потоками риолитовых и андезитовых лав. Рудные тела подчинены кровле вулканических куполов и зонам вулканических брекчий.

К типу куроко относятся месторождения Филиппин, островов Фиджи и других районов океана, характеризующихся наличием известково-щелочных формаций. Они известны на протяжении всего фанерозоя, но имеют очень краткий период формирования.

По Г. М. Фремду, варисские вулканогенные и рудные формации внутренней зоны Джунгаро-Балхашской геосинклинали сходны с миоценовыми образованиями Японии и Центральной Камчатки. В Джунгарии имеются аналоги эпитеpmальных золото-серебряных (с адуляром) месторождений Камчатского, Западно-Американского и Новозеландского типов, возникшие, вероятно, как отложения пост-

вулканической деятельности мезо-кайнозойской эпохи. Следует подчеркнуть, что постмагматические явления в связи с однотипными вулканогенными формациями в разновозрастных подвижных поясах бывают различны.

В Центральном Казахстане вторичные кварциты относятся к производным порфировой формации наложенных вулканических поясов. Полиметаллические месторождения Казахстана, связанные в областях регенерации земной коры с кислыми очагами, были открыты после длительного периода изучения марганцевых месторождений, расположенных на незначительной глубине. К числу их относится месторождение Жайрем, образовавшееся в условиях регенерации каледонской геосинклинали на борту Джунгаро-Балхашской геосинклинали. В течение 40 лет оно было известно как железо-марганцевое, сформированное в кальдерных впадинах гидротермальными процессами, парагенетичными с геосинклинальным вулканизмом, и только при глубоком бурении были вскрыты его горизонты, сложенные свинцово-цинковыми рудами. Этот сложный процесс формирования месторождения с образованием крупных железо-марганцевых залежей в кальдерных впадинах и полиметаллических «корней» структуры близок к процессам рудообразования на Канадском щите, в первой регенерации геосинклинали.

На о. Ньюфаундленд известно месторождение Буханс типа куроко, залегающее в силурийских геосинклинальных кислых вулканах. Руды преимущественно представлены брекчированными массивными разновидностями; брекчирование, по-видимому, было обусловлено субповерхностными вулканическими взрывами. Начальные этапы рудообразования обязаны зональному отложению сульфидов в палеовулканических депрессиях; после разрушения сульфидных отложений взрывами их перенос и переотложение, возможно, осуществляли грязевые потоки на расстояние более 2 км от центра эксплозий. На примере руд типа куроко в зоне развития зеленых туфов островов Японии было установлено, что брекчирование лавовых потоков объясняется растрескиванием горячих лав, изливавшихся в воду; то же можно предполагать для руд Ньюфаундленда. Некоторые руды Японии испытали подводное оползание и брекчирование в период рудоотложения. Вулканическая деятельность здесь происходила в обстановке поднятия подводного орогена на континентальной земной коре. Здесь преобладала сульфидная минерализация, в отличие от обстановки срединно-океанических хребтов с железо-марганцевым рудообразованием. Кальдерные процессы, с которыми связано образование месторождений типа куроко, протекали в несколько стадий. Фундамент крупнейших кальдерных депрессий островных дуг и ранних орогенов Тихоокеанской континентальной окраины формировался от позднего миоцена до позднего плиоцена, захватывая низы среднего плейстоцена. В процессе кальдерообразования происходило формирование озер, заполняемых вулканогенно-обломочными и вулканогенно-осадочными породами кислого и основного состава, игнимбритами и пемзово-пепловыми толщами. В нижнем и верхнем плейстоцене в эти толщи внедрились экструзивные купола и из новых вулканических центров пемзово-пирокластические поро-

ды и агломераты. Извержения сопровождались формированием наложенных кальдер обрушения. Заключительный этап вулканизма в голоцене сопровождался образованием внутрикальдерных стратовулканов, окруженных кислыми и основными экструзиями, и формированием гидротермальных бассейнов, трещинных и артезианских систем кальдерных впадин. Возраст гидротермальных процессов в современных кальдерных и вулканотектонических депрессиях не менее 10 тыс. лет. Эти системы относятся к заключительной стадии деятельности долгоживущих вулканических центров и выносят и отлагают рудные компоненты близ земной поверхности и в вулканогенно-осадочные бассейны.

С кислым вулканизмом главным образом связан очень важный, но недостаточно хорошо изученный порфиновый тип рудных месторождений.

В различных региональных условиях (геосинклинальных, орогенных, активизации срединных массивов) порфиновый тип оруденения принадлежит к структурным условиям среднего яруса вулканоплутонитов и приурочен к тектономагматическим комплексам гипабиссальной зоны, подверженным интенсивным гидротермально-метаморфическим процессам, создающим вкрапленно-рассеянные комплексы руд.

Поскольку в разных региональных условиях вулканоплутонические процессы гипабиссального ряда различаются по петрографическим характеристикам рудоносных пород, многие исследователи считают, что основу классификации месторождений порфирового типа составляет петрохимическая зональность, отодвигая на задний план региональные условия. При рассмотрении вопроса о приуроченности рудных тел к структурно-фациальным зонам рудопроводящих структур и вулканических аппаратов на первый план выдвигаются локальные структуры, встречающиеся в различных регионах. К таким общим (сквозным) структурам относятся кальдеры, вулканотектонические депрессии, вулканокупольные поднятия и долгоживущие вулканоплутониты; отличие этих структур по вещественному составу зависит от региональных условий (тип земной коры, стадия геотектонического процесса и т. д.). Поэтому региональные условия в конечном результате определяют специализацию порфирового типа оруденения. В соответствии с этим рудные пояса, характеризующиеся наличием порфировых руд, различаются по принадлежности к геосинклинальным и другим типам тектономагматической активизации.

Коррективы в это подразделение вносят подвижные зоны с различным положением относительно границ континентальной и океанической коры. В частности, на гетерогенной основе пограничных зон вулканических поясов завершённой мезозойской и незавершённой кайнозойской складчатости формируются смешанные типы магматических формаций (п-ов Тайгонос). В этих условиях вулканические пояса относятся к умеренно-кислым типам с проявлением андезитобазальтового вулканизма в эффузивную стадию и гипабиссальных интрузий диорит- и плагиогранитовых типов в субвулканических фа-

циях. В состав рудных минералов входят пирит, халькопирит, арсенипирит, сфалерит, молибденит, магнетит и золото.

По структурно-фациальным условиям вкрапленное оруденение связано с штокверками и жилами среди метасоматитов и пропицитов субвулканических уровней вулкано-плутонических поясов. При этом благодаря рассеянному типу вкрапленных руд для месторождений характерны большие массивы вмещающих пород с низким содержанием металлов соответствующего типа порфирирового оруденения. Региональное положение месторождений медно-порфирировых руд совпадает с внутренним поясом Тихоокеанского кольца в соответствии с представлениями С. С. Смирнова.

Эвгеосинклинальные рудные пояса с порфирированными месторождениями на Дальнем Востоке прослеживаются в пределах Камчатско-Корякской и Охотско-Чукотской региональных зон. Будучи связаны с тем же средним вулкано-плутоническим уровнем, они различаются по типу структур, вскрытых эрозией.

На Камчатке это кольцевые вулкано-плутонические структуры, штоки субвулканов, габбро-норитовые массивы, конические дайки, с которыми в той или иной форме связано оруденение, приуроченное к щелочным метасоматитам. Характерны медноколчеданные, медно-никелевые, медно-порфирировые руды.

В Охотско-Чукотском поясе с субвулканическими телами гипабиссального яруса (гранодиорит-порфиры) связаны рудные штокверки с сетью жил, содержащих халькопирит, пирит, молибденит, сфалерит, борнит.

Для разновозрастных поясов характерна рудоносность близкого типа порфирирового оруденения. Сихотэ-Алинский эвгеосинклинальный пояс отличается порфиривыми типами оловянных месторождений, связанных с субвулканическими интрузиями гранит-порфиров с фациями взрывных брекчий и штокверками, также несущими вольфрамовое, золото-медное и золото-порфирировое оруденение.

В районах активизации срединных массивов Охотского, Колымского, Чукотского, Ханкайского, с зонами наложения глубинных разломов связаны купольные вулкано-плутонические, гипабиссальные и субвулканические интрузии. В этих разломных узлах рудные тела эпикратонного типа несут порфирировое оруденение в гипабиссальных телах гранитоидов (золото, молибден, вольфрам, висмут); экстрезии и субвулканические тела — олово-порфирирового типа. Блоки апикальных частей интрузий Монголо-Охотского пояса глубинных разломов характеризуются минерализацией золото-кварцевых, золото-сульфидных, медных, молибденовых руд порфирирового типа, приуроченного к поясу малых мезозойских интрузий. Гранитоидные субвулканические купола содержат руды пирита, молибдена, халькопирита, арсенипирита, магнетита, сфалерита, галенита штокверкового типа порфирировой минерализации. Разломы, ограничивающие горсты древних пород фундамента, определяют поисковые критерии в районах Магаданской и Камчатско-Корякской областей. С ними связаны медно-порфирировые и медно-никелевые руды. Отмечается специфика вулканизма областей с различными типами земной коры, позволяю-

шая сделать вывод о контроле порфирового оруденения локальными структурами в пределах вулканических поясов, отличающихся петрохимическими особенностями.

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ПЛАТФОРМЫ

Основные черты вулканизма континентальных платформ и срединных массивов

Платформенный вулканизм приурочен к этапам тектоно-магматической активизации и сопровождается интенсивными тектоническими движениями. Структурно-тектонический контроль размещения вулканических зон платформ осуществляется региональными рифтами и флексурами. Кинематика флексур характерна для зон перегиба при различной скорости перемещения отдельных блоков щита в процессе формирования вулкано-тектонических структур. Флексурам и рифтам свойственны асимметричные грабен-синклинальные прогибы, ограниченные зонами разломов со сбросово-ступенчатыми крутыми уступами и пологими крыльями. Вулканические центры, согласно палеовулканическим реконструкциям, обычно смещены к крутым уступам, вдоль которых лежат пояса даек и силлы габбро-диабазов.

Стадийность вулканической деятельности характеризуется гоморомной дифференциацией пород. В докембрии обычно отсутствуют вулканические формации щелочного ряда, что объясняется малой мощностью земной коры.

Субплатформенный геотектонический режим сопровождался излияниями траппов долерит-базальтовой формации, переслаивающихся с осадочно-вулканогенными толщами. Вначале изливались толенитовые лавы трещинного типа, к концу вулканической деятельности сменяющиеся центральными эффузиями. Обширные лавовые плато включают щитовые вулканы, сложенные переслаивающимися покровами порфировых плагиоклазовых и плагиоклазово-роговообманковых базальтов и их туфов с редкими силлами габбро-долеритов. Подводящие каналы ныне представлены некками, сопряженными с субвулканическими интрузиями габбро-диабазов.

Типична масштабность магматической деятельности: траппы Сибирской платформы занимают площадь более 1,5 млн. км², базальты Деккана более 500 тыс. км² при средней мощности около 600 м, мощность лав Кьюиноу в районе Великих озер более 4 км. Трапповые формации проявляются в эффузивной и гипабиссальной фациях, при этом гипабиссальные образуют силлы мощностью до 600 и даже 900 м (долериты Карру), реже «волнистые» залежи, повторяющие складчатую структуру вмещающих толщ, дайки и центральные интрузии различных типов. В. С. Соболев различает две фации трапповых интрузий: приповерхностную, залегающую преимущественно в туфогенной толще, и собственно гипабиссальную в осадочных породах палеозоя.

Консолидация подвижных зон завершается формациями повышенной щелочности и щелочными. В поздние циклы траппового магматизма изливаются щелочные базальты, трахибазальты, тешениты. Проявления вулканизма разнообразны: это трахибазальтовые формации континентов и океанов, формации центральных интрузий и трубок взрыва (кимберлиты, комплексы щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами и др.).

Примеры кольцевых структур районов развития платобазальтов и расслоенных плутонов — Скаергардский и Бушвельдский комплексы. Изометричные магматогенные структуры представлены гранито-гнейсовыми куполами. Кольцевые образования рифтовых зон связаны с кислыми щелочными породами, щелочно-ультрабазитовой ассоциацией пород и карбонатитами.

Проблема срединных массивов приобрела существенное значение при исследовании металлогении. Согласно А. Л. Яншину, это стабильные участки, сохранившие среди окружающих их геосинклиналей особенности структуры платформенного типа. Однако они имеют некоторое сходство в развитии и металлогении с геосинклинальными, а на площади океанов относятся к микроконтинентам. Представляется важным, что в их фундаменте сохранилось докембрийское основание, и это позволяет подчеркнуть задачи изучения микроконтинентов как структур с унаследованным фундаментом. Срединные массивы могут являться как рамами геосинклинальных поясов, так и заключенными в этих поясах блоками с древним основанием.

Анализ вулканизма срединных массивов свидетельствует о его сходстве с вулканизмом континентальных платформ в период их превращения в океанические впадины. Вероятно, имеются общие черты в формировании окраинных и внутренних морей на срединных массивах с формированием земной коры молодых океанов на платформах. Континентальная земная кора ряда срединных массивов, покрытых окраинными морями, преобразована в океаническую кору отделенными от океана островными дугами.

Тектоно-магматическая активизация может привести к формированию на срединных массивах подвижных поясов геосинклинального осадконакопления и вулканизма. Следовательно, срединные массивы нельзя рассматривать как жесткие устойчивые элементы земной коры еще и в связи с тем, что в них происходит мощная вулканическая деятельность. Она начинается с излияния спилито-кератофиров при захвате периферии срединных массивов геосинклинальными процессами и кончается излияниями базальтов платформенного типа.

О рудоносности вулканических областей континентальных платформ

При анализе особенностей металлогении областей автономной тектоно-магматической активизации нецелесообразно разделять магматические месторождения на платформенные и образованные в процессе тектоно-магматической активизации. Платформы — символ стабильности, и их магматические образования либо унаследованы от геосинклинально-орогенных структур, консолидированных в платфор-

му, либо принадлежат к продуктам тектоно-магматической активизации платформ.

Тектоно-магматическая активизация платформенных областей приводит к становлению своеобразных рудно-вулканических систем глубокого заложения, выявляемых геофизическими исследованиями.

Магматические формации платформ и щитов не отличаются разнообразием и сопряжены, как правило, с активностью ультраосновных и основным магм с щелочной тенденцией. Несмотря на отмеченное однообразие рудоносных магматических формаций (трапповая, кимберлитовая и карбонатитовая), с ними связаны чрезвычайно важные в промышленном отношении и часто уникальные по масштабам месторождения алмазов, редких и радиоактивных металлов, графита, железа, никеля, кобальта, платиноидов.

Характерная особенность всех трех типов рудно-вулканических формаций платформ — их выдержанность по вертикали: среди них встречаются месторождения, находящиеся в связи как с эффузивными фациями вулканического уровня, так и с субвулканическими гипабиссальными образованиями.

По-видимому, весьма трудно отделить продукты минерализации периода образования платформ от продуктов, сопровождавших их металлогеническую активизацию и распад. Вероятно, время рудообразования между этими двумя периодами, с формированием осадочных типов месторождений, и следует относить к собственно платформенному. Что же касается автономной тектоно-магматической активизации платформ, то она начинается с образования наложенных прогибов и крупных разломов, дробящих платформу на глыбы. Поскольку платиновые щелочно-ультраосновные интрузии центрального типа образовались не в геосинклинально-орогенных условиях, то их следует считать продуктом тектоно-магматической активизации платформ, так же как и мезозойские гидротермальные месторождения золота, молибдена, флюорита.

А. Д. Щеглов [42] подчеркивает, что именно в континентальных послеплатформенных условиях возникают уникальные по масштабам эндогенные месторождения, связанные с процессами автономной активизации. Отмечая, что активизация связана с различными этапами геологической истории, он выделяет по значению древние складчатые области, еще не достигшие стабильного платформенного состояния, срединные массивы с выходящим на поверхность древним фундаментом и ряд древних платформ и щитов. Все эти разнородные структуры в процессе автономной тектоно-магматической активизации близки по характеру развития и завершаются формированием рифтов, бассейнов окраинных морей и океанических впадин. Магматизм областей активизации начинается со стадии образования континентальных вулканических формаций, сопровождающихся субвулканической трещинной, интрузивной и экстративной активностью. Различается основной, кислый и щелочной вулканизм со специализированной металлогенией. Обычны вулкано-интрузивные структуры центрального типа, приуроченные к пересечениям систем разломов и разрывов. Щелочные интрузии кольцевого типа часто увенчаны вулканами.

А. Д. Щеглов выделяет разные стадии развития областей автономной активизации континентов. Типичны трещинные и субвулканические интрузии различного состава, для которых выявлена своя металлогения (олово — вольфрам, полиметаллы, редкие земли, молибден — вольфрам, золото). На стадии формирования депрессий с континентальными молассовыми и угленосными отложениями возникают малые субвулканические интрузии основных щелочных пород и поля эффузивов (характерны флюоритовые месторождения эпитермального типа). Далее развивается покровный вулканизм оливин-базальтовых формаций.

Согласно В. В. Белоусову, автономная тектоно-магматическая активизация приводит к обрушению окраин континентов и образованию рифтовых структур и океанических впадин с формированием на дне океана железо-марганцевых конкреций.

Региональная металлогения вулканических областей изучает вулканические процессы, ведущие к рудообразованию, в сочетании с исследованиями структурно-фациальных условий формирования месторождений. Многие из них могут рассматриваться лишь как косвенно связанные с вулканизмом, подобно отдельным типам вулканогенных формаций. Следует подчеркнуть связь (структурную соподчиненность разных рангов) между рудными поясами и вулканическими, а внутри этих крупных региональных структур — связь между отдельными месторождениями и локальными вулканическими и вулканотектоническими структурами.

Большое значение имеют результаты сопоставления петрохимических характеристик вулканических продуктов со структурами континентов и дна океанов, которые помогают наметить перспективные для поисков площади и зоны, учитывая региональные условия минерации. В первую очередь это касается площадей континентальных морей и океанов, на дне которых можно проследить металлогенные пояса, протягивающиеся с континентальных структур.

В результате анализа и расчленения структур платформ по типам вулканических месторождений различаются: 1) реликтовые, связанные с вулканическими и вулканогенно-осадочными отложениями древних геосинклинальных орогенов консолидированных в платформы с наложением метаморфизма; 2) платформенные экзогенного типа, относимые к времени выветривания и осадконакопления на платформах в период их стабильного состояния; 3) автономной тектоно-магматической активизации, связанные с процессами деструкции платформ.

При рассмотрении областей тектоно-магматической активизации некоторые металлогенические проблемы получают новое освещение. В понятие этого процесса вкладываются различные значения: в этапы деструкции и рифтогенеза на континентальной коре предполагается формирование авлакогенов, геосинклиналей или молодых океанов и окраинных морей с преобразованием коры в переходные и океанические типы, которые помимо платформ захватывают и консолидированные складчатые области.

Активизация платформ с позиций рудогенеза разделяется на множество типов. А. Д. Щеглов выделяет две формы активизации: от-

раженную, связанную с соседними подвижными поясами, и автономную, связанную с глубинной перестройкой платформ. В. И. Смирнов различает типы платформенной активизации, связанные с разными уровнями земной коры, типами вулканизма и рудообразования.

Трапповая (базальт-долеритовая) формация, с породами которой связаны месторождения платиноидов, железа, титана, меди, никеля, цинка, свинца, графита и др., представлена в эффузивной фации базальтами, анальцимовыми базальтами, андезито-базальтами и туфами соответствующего состава. Интрузивная фация траппов намного более разнообразна по составу слагающих пород. Среди них развиты габбро-долериты, кварцевые монзониты, гранофиры, сиениты, аплиты, образующие дайки, силлы и штоки. С интрузивной фацией траппов, т. е. на субвулканическом уровне системы, связаны скарновые залежи титанистых магнетитов, а также магматические и гидротермальные месторождения меди и никеля. Д. В. Рундквист с соавторами отмечают, что медно-никелевая и платиновая минерализация характерна для комплексов, обогащенных магнием, а железорудная — для железистых и титанистых по составу интрузий. Что касается свинцово-цинкового оруденения, то эти металлы локализованы в осадочных толщах и рассматриваются как отдаленно вулканогенные.

Активизация платформ связана с рифтогенезом, происходящим на фоне сводово-глыбовых поднятий с внедрением ультраосновных — щелочных и основных эффузивов. В прогибах в это время происходит накопление угленосных континентальных толщ с эффузивами — базальтами, риолитами и их туфами. С рифтогенезом сопряжены кольцевые комплексы субвулканических ультраосновных — щелочных карбонатитов с редкометальной минерализацией, увенчанные вулканами, образованные в гидротермальных приповерхностных условиях.

Месторождения, связанные с карбонатитовой формацией, имеют крупное промышленное значение. Карбонатитовые формации представляют собой сложные эффузивно-интрузивные ассоциации пород ультраосновного — щелочного ряда. Это — крупные, с большим вертикальным размахом трубообразные и в меньшей степени дайкообразные тела, сложенные перидотитами, габбро и нефелиновыми сиенитами. Структурно карбонатитовые формации контролируются сочленениями и пересечениями глубинных рифтогенных разломов, пересекающих древние комплексы кристаллических щитов.

Рудоносные магматические комплексы внутренних частей платформ, как правило, многофазны: на ранних этапах внедряются гипербазиты, позднее — щелочные расплавы и, наконец, формируются карбонатиты, представленные перидотитами, габбро и нефелиновыми сиенитами. С ними связаны скопления ниобия и циркония.

Другая разновидность карбонатитов, развивающаяся в зонах сочленения платформ и складчатых областей, представлена эссекситами, пироксенитами, сиенитами и ийолит-мельтейгитами и с ними связаны месторождения редких земель, ниобия, тантала, стронция, бария и фтора. Существует предположение, что комплексы первого типа образовались в результате быстрого проникновения селективного расплава вещества мантии вверх по разломам. В связи с этим в

головной части магматической колонны накапливаются высокоподвижные комплексные соединения Nb, Ta, Zr и др.

Комплексы второго типа возникают в результате более интенсивно проявленной дифференциации, медленного перемещения вдоль глубинных разломов и интенсивной ассимиляции литофильных элементов земной коры.

Особенности карбонатитовых комплексов заключаются в проявлении характерных структур центрального типа. Они представлены центральным массивом, окруженным коническими или кольцевыми интрузивами и дайками. Центральный интрузив имеет диаметр, иногда превышающий 5—6 км. Такое строение массивов подчеркивается концентрически располагающимися зонами фенитизации, флогопитизации и других типов контактовых изменений.

Карбонатиты представляют собой в основном метасоматические образования, проявляющиеся в виде штоко-, гнездо- или жилообразных тел в центральной и периферической кольцевой системе, а также вне их в виде жил и даек. Среди карбонатитовых месторождений по составу выделяются три типа — редкометальные, железорудные апатит-магнетитовые и флогопитовые. Все они образуют крупные промышленные месторождения.

Карбонатиты слагаются доломитом, кальцитом, анкеритом или сидеритом. Рудная минерализация, связанная с карбонатитами, представлена редкометальной ассоциацией (ниобий, тантал, цирконий, уран, торий и др.). Карбонатиты — важный источник добычи редкоземельных металлов как цериевой, так и иттриевой групп.

Важной особенностью карбонатитовых комплексов является то, что вещественный состав пород, входящих в них, свидетельствует о значительной глубинности их источников, т. е. связан с наиболее глубокими горизонтами земной коры и даже с мантией. С другой стороны, широкое распространение на поверхности вулканических структур центрального типа говорит однозначно о весьма большом вертикальном размахе карбонатитовой формации.

Карбонатитовые месторождения известны в СССР (Кольский полуостров, Сибирь), США (Маунтин-Пасс), СРВ (Нам-Се), ЮАР, Уганде, Кении, Замбии, на Аравийском полуострове и т. д. Зоны глубинных разломов Африки, заложенные еще в рифее и активизированные в девоне, мезозое и палеоген-неогене, также сопровождаются кольцевыми карбонатитовыми комплексами. В Бразилии линейament Сан-Франциску контролирует кольцевые карбонатитовые комплексы и алмазоносные кимберлиты, сходные с африканскими — Восточной Африки и Камеруна. Эксплозивно-экструзивную природу имеют крупнейшие в мире залежи редкоземельных и урановых руд м-ний Баррейду-ди Армаса и Тайпиру. Редкоземельная минерализация приурочена к кольцевым вулканоплутоническим структурам молодых щелочных гранитов Нигерии. С ультраосновными и основными воронкообразными интрузиями установлены связи месторождений никеля, кобальта и платины. Алмазоносные провинции приурочены к кимберлитовым трубкам взрыва, образующим трубо- и дайкообразные тела, сложенные слюдяными, оливиновыми, пироксен-оливиновыми и монтичеллит-оливиновыми кимберлитами и пикритовыми пор-

фиритами. Кимберлиты относятся к ультраосновному семейству, отличаясь повышенной щелочностью при преобладании калия над натрием.

Формирование кимберлитов обусловлено прорывами магматических газов. Трубки взрывов, заполненные вулканообломочным материалом, представляют собой крутозалегающие столбообразные и сложной формы тела, имеющие в плане округлую или овальную форму и достигающие в поперечнике 1 км и более. Трубки взрыва формируются в приповерхностных условиях и глубже 400—500 м вулканообломочное их заполнение сменяется магматическим веществом. Вертикальный размах кимберлитовых рудно-вулканических систем достаточно велик, достигая 8—10 км.

Кимберлитовые структуры часто приурочены к узлам пересечения различно ориентированных разрывов. Региональные зоны разломов, и особенно участки их пересечения и сопряжения, контролируют рудные поля, связанные с интрузивными трубками взрыва, которые обычно приурочены к апикальным и надапикальным зонам сателлитов крупных интрузивов или гипабиссальных малых интрузий.

Кимберлитовые месторождения связаны с Сибирской платформой, ЮАР, Бразильским и Индостанским щитами.

Вулканогенное оруденение на примере Сибирской платформы

На территории Сибирской платформы выделяется два цикла вулканизма: основной базальтовый и ультраосновной — щелочной. Для первого характерны интрузивно-эффузивные проявления, причем интрузивная фаза прослежена от ультраосновных до кислых и щелочных пород. Вулканизм второго цикла отличается центральными типами излияний со стратовулканами экструзивного и эффузивного типов, а также наличием алмазонасных кимберлитов. При этом от центра к периферии платформы происходит их омоложение: древние кимберлиты центра платформы к периферии сменяются молодыми и массивами щелочных и ультраосновных пород. П. Е. Офман в 1957 г. пришел к выводу, что трубки взрыва в ряде случаев являются жерлами полигенных вулканов. Позднее Ю. Г. Старицкий выделил для Сибирской платформы три характерные магматические формации — трапповую, щелочно-ультраосновную и трахибазальтовую.

Тунгусская синеклиза — крупнейшая структура вулкано-тектонического типа, пересеченная палеовулканическими поясами, образующими зоны проницаемости для магмы и рудной минерализации. Структуры вулканических поясов определяются секущими пластовыми интрузиями траппов шириной от 100 до 300 км и отдельными вулканами, расположенными вдоль магнопроницаемых зон, обрамляющих и пересекающих Тунгусскую синеклизу. Силлы достигают мощности более 450 м и отличаются многэтажностью — отдельные скважины пересекают 17—20 силлов.

Трапповая формация характеризуется железорудной минерализацией ангаро-илимского типа, связанной с трубками взрыва. Важны также титаномагнетитовая, никелевая, платиновая, кобальтовая

минерализация и месторождения исландского шпата, приуроченные к древним разломам траппов. Палеовулканические пояса совпадают с глубинными разломами и образуют зоны рифтов, обрамленных горстовыми поднятиями, линейными и кольцевыми интрузиями траппов. Тектонические движения происходили начиная с раннего протерозоя до кайнозоя, а активизация разломов относилась к позднему палеозою — раннему мезозою.

Наиболее перспективны зоны пересечения рифтовых поясов, служащих рудоконтролирующими зонами. Это дает возможность прогнозирования месторождений вдоль рифтовых вулканических поясов с интенсивными палеомагнитными аномалиями. С зонами дробления в вулканических жерлах связаны колчеданные месторождения (Чембыканское). К вулканическим аппаратам и вулкано-тектоническим структурам приурочено полиметаллическое оруденение в зонах дробления (Канандинское месторождение).

В фундаменте Тунгусской синеклизы залегают жесткие архейские блоки, разделенные поднятиями. Магмопроницаемые вулканические пояса окружены аномалиями гравитационного и магнитного поля; они образуют зоны растяжения с рифтами, мульдами, грабенами и грабен-синклиналями, выполненными вулканитами. Мезо- и мегаструктуры связаны с подошвой коры и астеносферы, а локальные структуры всегда внутрикоровые.

Рудоконтролирующие и рудовмещающие структуры железорудных месторождений связаны с вулкано-тектоникой и вулканами Тунгусской синеклизы.

С континентальными рифтами сопряжены алмазоносные кимберлиты и кольцевые структуры с дифференцированными интрузиями ультраосновного — щелочного состава с карбонатитами, несущими промышленные месторождения тантала, ниобия, редкоземельных элементов, меди, железа, апатита и флогопита. На участках структурных поднятий проявляются в пределах Хатангского прогиба магмопроницаемые рифтовые разломы, сопровождаемые структурами вулкано-тектонического типа, — мульды, грабен-синклинали, флексуры, а также вулканами, дайками долеритов и щелочных пород (Гулинская кольцевая интрузия и вулкано-тектонические структуры и неки вулканических аппаратов). С помощью геофизических работ выявлено несколько палеотектонических поясов, при сопряжении их возникли крупные структурные узлы, к которым приурочены месторождения железа юго-запада Сибирской платформы. Магмоподводящие каналы являются одновременно и рудоконтролирующими зонами разломов. Значительная часть вулканического пояса находится в зоне резкого воздымания поверхности Мохо. К вулкано-тектоническому поясу приурочены интрузии ультраосновных — щелочных пород, карбонатитов, а также алмазоносных кимберлитов. Пояс совпадает с зоной раздела крупных блоков фундамента Сибирской платформы, образуя приподнятые структуры Тунгусской синеклизы, в поле которых находятся крупные кольцевые вулкано-тектонические структуры и вулканы.

Крупнейшая Илимская кольцевая структура (75×80 км), Братская (35×75 км) и Окнинская (50×150 км) структуры окаймлены

месторождениями железа. Трубки взрыва также несут месторождения железа и приурочены к дуге, обращенной выпуклостью на восток на протяжении 200 км. Эти структуры совпадают с положительными поднятиями фундамента.

Рудные залежи встречаются в подошве трапповых силлов, образуя пластовые жилы с магнетитом. При наличии метасоматических жил встречаются чашеобразные выполения кратерных впадин рудными залежами. С туфогенно-осадочными отложениями связаны руды озерной впадины внутри кратера. Для брекчий жерловой фации характерны глыбы осадочных пород, обычные в трубках, известных под названием «плавающие рифы». При этом отмечается вынос обломков вулканической брекчии крупных размеров с глубины 3—4 км, состоящих из пород фундамента платформы.

Единство структурно-тектонических условий магматизма и рудообразования магнетитовых руд палеовулканических поясов тунгусских траппов определяется мегавалами и грядами фундамента, по географическим данным совпадающим с направлениями магмо- и рудопроницаемых зон, приуроченных к трансконтинентальному Тунгусско-Вилуйскому глубинному разлому. С Тунгусским мегавалом совпадает палеовулканический пояс, к которому приурочены вулканы центрального и центрально-трещинного типа. Также характерны своды на западном борту Тунгусской синеклизы, разделяющие впадины вулкано-тектонического происхождения. Рифтогенез является предпосылкой формирования Тунгусской синеклизы. Ему предшествовали длительный разрыв литосферы и образование глубоких областей плавления.

По Ю. А. Кузнецову, месторождения железа генетически связаны с интрузиями и частично эффузиями базальтов, причем железо концентрируется при дифференциации остаточного расплава магмы. По Н. М. Страхову, при извержении магмы на поверхность Земли поступает до 9 % железа. Рудные тела и метасоматиты образуются за счет постмагматических гидротерм и возгонов. Согласно расчетам, крупное месторождение в траппах может быть сформировано за счет пластовых интрузий долеритов размером 3×4 км при мощности 100 м. Внедрение долеритов и рудных тел контролируют одни и те же вулкано-тектонические структуры.

Только в пределах западной части Сибирской платформы (Ангара-Вилуйский рудный пояс) насчитывается несколько десятков железорудных месторождений, содержащих железо в самых различных формах выделения. Так, в долеритах курейского комплекса обнаружены шпильки самородного железа до 50 см в диаметре; с ним встречаются магнетит, ильменит, пирротин, кубанит, халькопирит, а также самородные медь и платина.

Другой тип магматических рудных тел железа находится в интрузивных микродолеритах и в кластолаве вулканических аппаратов. Крупные месторождения скарнового типа образуют рудные тела магнезиоферрита с содержанием железа до 40 %. Главный рудный минерал — магнезиоферрит. По возрасту месторождения относятся к триасу, что определяет их тесную связь с трапповой магмой. Месторождения приурочены к вулкано-тектоническим структурам и экспло-

живной деятельности, совершающей транспортировку вулканитов и рудных возгонов. Рудообразование происходило в несколько фаз: а) жерловые эксплозии ультраосновного типа, б) образование кратерных озер в вулканических депрессиях, в) постмагматическая деятельность и формирование рудных тел в магмопроницаемых зонах, контролирующих интрузии траппов и рудопроявления.

Характерна связь рудных столбов железорудных Ангаро-Илимских месторождений с вулканами центрального типа, лежащими в зонах трубок взрывов, образованных в поясе антиклинальной структуры на пересечении разломов. При этом месторождения вытянуты вдоль меридиональной полосы шириной 15—20 км на протяжении 300 км. Предполагается, что здесь проходит зона глубинного разлома, охватывающая кристаллический фундамент платформы и контролирующая вулcano-тектонические структуры и трубки взрыва. Вулcano-интрузивные комплексы характеризуются «пучком» вулканических трубок, кратерными воронками и субвулканическими интрузиями траппов. Этим структурам подчинены рудные тела, располагающиеся как внутри трубок, так и по их бортам, где они приурочены к радиальным, концентрическим разломам и трещинным зонам. При этом крупные месторождения скарнового типа Ю. Г. Старицкий также относит к вулканическим трубкам взрыва.

Скаполито-скарновые глубинные вулканические проявления Ангаро-Илимского типа связаны с траппами. В нижнепалеозойских породах обнажены древние вулканы и трубки взрыва триасово-юрского возраста. Эти структуры выражены некками, крутопадающими дайками и пластовыми телами, залегающими в туфогенных породах. Железорудные тела вмещают овальные жерловые трубки древних вулканов, достигающие 1200 м в диаметре.

Формирование структур происходило в несколько стадий: а) разломы определили центры извержений в горизонтальных толщах осадочных пород; б) выбросы вулканитов вызвали образование крупных кальдер; в) секущие пластовые субвулканические интрузии долеритов заполнили трещины разрывов. Овальные некки до 1200 м в диаметре являются рудными зонами до глубины нескольких сотен метров.

Месторождение Железная Гора связано с вулcano-тектоническими структурами и приурочено к жерлу вулкана, заполненного эруптивной брекчией и кластолавой с кальцито-магнетитовой минерализацией. Вулкан расположен на пересечении разломов, сопровождающихся блоковыми нарушениями и кольцевыми дайками долеритов.

Месторождения железа связаны с поствулканическими гидротермами. При низкой температуре минерализации тела магнетитовых руд находятся в низкотемпературных парагенетических ассоциациях с хлоритом, серпентином, цеолитами и кальцитом. Рудоносные вулcano-интрузивные комплексы образуют кольцевые структуры по периферии интрузий. Концентрические трещины и трубки взрывов входят в очаги трапповой магмы, фиксируясь кольцевой системой магнитного поля. При этом трубки вытянуты вдоль кольцевых структур.

Формирование медно-никелевых месторождений, согласно Н. Н. Урванцеву [38], явилось длительным процессом, отражающим все

стадии рудообразования от глубинных до субвулканических очагов. Здесь прослеживаются переходы от высокотемпературных ликвационных до метасоматических и гидротермальных низкотемпературных стадий. При этом зависимость формирования месторождений от тектонического процесса заключалась в стадийности тектонических движений, прерывающих поднятие никеленосных магм на разных стадиях.

Медно-никелевые руды в Средней Сибири связаны с зонами глубинных разломов эпохи герцинской тектоно-магматической активизации. Эти руды сходны с рудами Седбери в Канаде. Никеленосные магмы имеют мантийное происхождение, но поднимались в субвулканические зоны земной коры не вертикальным магматическим столбом, а через промежуточные очаги, образованные в низах платформенного разреза, в битуминозных горизонтах, которые обогащали магму серой, образуя флюиды и сульфиды металлов. В этих очагах происходила дифференциация и ликвация магмы на сульфидную и силикатную фракции, обуславливающая стабильное поступление рудоносных расплавов в пневматолитовые и гидротермальные фазы, сопровождавшиеся метасоматозом в верхних горизонтах земной коры. Рудоносные субвулканические тела Норильских и Талнахских месторождений образованы на глубине не более 1,5—2 км в межформационных горизонтах песчано-сланцевых свит верхней перми и туфо-лавовых комплексах трапповых толщ пермо-триаса. Никеленосная гипербазитовая магма была образована в восстановительной среде при участии органических соединений битумов. В Норильских рудах характерно присутствие шариков оплавленных и переплавленных обломков габбро-диабазов, кварцевых диоритов и габбро-пегматитов. Следовательно, процесс рудообразования соответствовал температурам плавления этих ксенолитов, и температура никеленосной магмы достигала 1200 °С.

Платформенная геотектоническая обстановка формирования медно-никелевых месторождений создавалась в течение длительных геотектонических эпох. В архее эти области образовали складчатую горную страну с преобладанием северо-западных простираний складчатости. К концу архея тафрогенные блоки были глубоко эродированы и на их пенепленизированной поверхности изливались вулканические толщи, переслаивающиеся с терригенными отложениями. В протерозое произошло расчленение архейской сиалической глыбы с развитием подвижных поясов субгеосинклинальных трогов и авлакогенов. К концу протерозоя на всю территорию распространился режим, приведший к образованию Северо-Сибирской суперплатформы.

Мощная тектоно-магматическая активизация охватила эту платформу в позднегерцинское время, разбив ее на Таймырскую складчатую зону, Енисейский складчатый прогиб, Западно-Сибирскую плиту и Сибирскую платформу. Подвижные тектонические пояса представляли собой участки заложения герцинских поясов разломов, по которым произошло выплавление базитовых магм, ныне залегающих под мезо-кайнозойским покровом в пределах Енисей-Хатангского прогиба и Западно-Сибирской плиты. В результате нарушений фундамента Сибирского кратона произошло излияние магм трапповой

формации. С этими магмами было связано поступление никельсодержащих дифференциатов, образовавших медно-никелевые месторождения севера Красноярского края. Никеленосная Северо-Сибирская область, согласно Н. Н. Урванцеву [38], вероятно, распространяется и в пределы Западно-Сибирской плиты. Эксплуатируемое в настоящее время Норильское рудное поле образует несколько рудных узлов. Помимо этого района, на периферии области существуют пояса субкислого граносенитового типа со специфической металлогенией. Поиск новых медно-никелевых руд сосредоточивается в пределах тектоно-магматических узлов, особенно важных в связи с вулканической деятельностью, сопровождавшей металлогеническую активность. Толщи базальтовых лав и туфов маскируют рудные тела, причем признаки рудообразования сохраняются на поверхности в виде гидротермально и метасоматически измененных пород и ареалов рассеяния.

Вулканогенное оруденение срединных массивов

Срединные массивы являются структурами, которые несут черты магматизма платформенного типа, геосинклиналей и областей автономной тектоно-магматической активизации. Соответственно разнообразна и металлогения срединных массивов, а также связь месторождений со сложными комплексами вулканов и субвулканов. На срединные массивы, как и на континенты, накладываются вулканические пояса, для которых в зонах сочленения с геосинклинальными прогибами характерен медно-молибденовый комплекс руд. В континентальных условиях месторождения, связанные со сложными структурными ситуациями, наложены на структуры срединных массивов.

Вулканизм срединных массивов в геосинклинальных структурах земной коры сохраняет режим тектоно-магматических процессов, близкий к платформенному, но также проявляет черты, близкие к геосинклинальным. В ряде районов вулканизм срединных массивов имеет двухстадийную последовательность: а) прогибы первой стадии образуются на фоне отложения вулканогенно-обломочных формаций в континентальных условиях. Трещинные субвулканы сопровождаются излияниями эффузивов разных типов (кислых, щелочных, основных); б) наложенные терригенные прогибы заполняются грубообломочными угленосными толщами. Срединные массивы несут черты вулканизма, присущие платформенному и геосинклинально-орогенному этапам развития, преимущественно щелочно-базальтового типа (Акташское ртутное месторождение Восточно-Алтайского массива парагенетично с дайками щелочных базальтов).

Развитие вулканических поясов может быть оборвано на любой стадии тектонического развития региона, особенно в периоды автономной тектоно-магматической активизации. При этом могут возникнуть необычные парагенезисы рудных месторождений, связанные с наложением новой структурно-геологической обстановки минерализации. Таким образом, на пересечении различных структурно-металлогенических поясов могут возникнуть условия для образования

перспективных площадей. На пересечении металлогенических зон могут формироваться месторождения еще неизвестного типа.

Металлогению срединных массивов иллюстрируют: а) широко известные зоны оруденения по периферии Колымского массива, контролируемые Охотско-Чукотским вулканическим поясом; б) Кокчетавский срединный массив, расположенный в области каледонской складчатости и перекрытый мезокайнозойскими отложениями, — вдоль зон разломов внедряются интрузивно-вулканогенные породы с молибденовым месторождением посторогенного типа; в) Восточно-Алтайский массив, сопровождающийся оруденением, парагенетически связанным с мезозойскими дайками щелочных базальтоидов (Акташское месторождение).

К срединным массивам относится Родопская (Струминская) депрессия, сложенная плиоценовыми угленосными породами с дайками трахиандезитов, несущих флюоритовое оруденение. В Богемском срединном массиве покровы кислых эффузивов выполняют пермские прогибы и прорваны гранит-порфирами, с которыми связаны высокотемпературные гидротермальные месторождения олова и вольфрама, а также кобальт-никелевые и урановые. В поздне меловой — палеогеновый период вдоль северо-восточной окраины Богемского массива внедрились щелочные базит-ультрабазиты и алмазные кимберлиты.

С субплатформенными прогибами палеозойского возраста в Испанской Месете связаны эксгальционно-осадочные месторождения железа и марганца; с молодым вулканизмом Анатолийских и Ирано-Афганских срединных массивов — вулканогенно-осадочные месторождения боратов.

Плато Колорадо — срединный массив, обрамленный рифтовым поясом со стороны Канадского щита. Здесь с жерлами и трубками взрывов субвулканов связаны неогеновые месторождения золото-стибнит-ферберитовых руд (Боулдер) и золото-теллуридное с флюоритом (Крипл-Крик).

ВУЛКАНИЗМ И ОРУДЕНЕНИЕ ОКЕАНИЧЕСКИХ ПЛАТФОРМ

Структура и вулканизм акваторий

Изучение древних вулканических поясов позволяет проследить эволюцию структурного развития дна океанов и выявить закономерности их металлогении.

В последние годы усилилось исследование Мирового океана советскими геологами. Широко известны крупные проявления вулканизма в акваториях, которые изучены сравнительно меньше, чем соответствующие процессы на континентах. Однако получаемые уже сейчас факты [8] и др. говорят о том, что морские глубины обещают раскрыть свои тайны и внесут огромный вклад в современную вулканологию и в познание процессов морского рудообразования. Эти све-

дения, несомненно, окажут позитивное влияние на дальнейшее развитие теории рудообразования вообще и формирования вулканогенных месторождений в частности.

На земном шаре действуют общегеологические законы, охватывающие как континенты, так и океаническое дно. Это относится также и к вулканизму, процессы которого связаны с вулкано-тектоническими структурами континентов и дна океанов. Исходя из этого следует сопоставлять вулканизм в сходных типах развития этих областей. Исследования в современных и древних вулканических областях позволяют установить следующие структурные закономерности вулканизма: 1) типична региональная сопряженность и синхронность с тектоническими процессами при наложенности вулканизма на структуры фундамента; 2) по условиям латеральных тектонических напряжений вулканизм проявляется в поясах растяжения, сопряженных с поясами сжатия, характеризующимися сейсмичностью; 3) является результатом выхода на земную поверхность восходящего литодинамического потока и отсутствует в областях нисходящего потока; 4) сопровождается восходящими тектоническими движениями, а вулканотектонические опускания проявляются как рецидив вулканизма, сопряженный с отступанием тепломассопереноса и гравитационной нагрузкой горных пород; 5) отсутствует в непрерывно опускающихся геосинклиналях и предгорных прогибах; 6) вулканическая деятельность на разных геоморфологических уровнях происходит после обрушений; их роль как понижения геоморфологического уровня вулканических излияний (ГУВИ) диктуется принципом экономии энергии; 7) по мере истощения энергии вулканических очагов, очевидно, происходит приближение их кровли к земной поверхности и уменьшение размеров вулкано-тектонических депрессий, понижающих ГУВИ; при этом типы вулканизма и его масштабы будут находиться в зависимости от энергетических возможностей вулканизма на разных ГУВИ. Исходя из этих принципов наиболее мощный вулканизм проявляется на самых низких геоморфологических уровнях с соответственным изменением петрохимии его продуктов при вертикальных перемещениях в земной коре вулканических очагов и изменении ГУВИ.

Дно океанов — наиболее низкий ГУВИ, обеспечивающий самый короткий путь к земной поверхности наиболее мощным энергоемким недифференцированным базальтам (толеитам). Вторым таким уровнем являются континенты. В целом при огромном диапазоне проявлений вулканизма на гипсографической кривой Земли характерна автономность процессов тепломассопереноса на каждом ее отрезке, от дна океанов до вершин орогенов на континентах.

Взаимосвязи и переходы океанической в континентальную кору свидетельствуют об их близком родстве. Разрезы океанической коры по величинам скоростей сейсмических волн очень близки к континентальным. Аналоги всех слоев океанической коры можно найти в континентальной коре. Поэтому возможность латеральных переходов континентальной коры в океаническую — нормальный геологический факт. Этот процесс сопровождается погружением континентальной коры на дно океана, часто происходящим с излияниями базаль-

тов. Известно правило Юинга и Пресса, согласно которому на глубинах океана более 3,5—4 км земная кора имеет океаническую геофизическую характеристику.

Учитывая возможность взаимопереходов континентальной и океанической коры, теряется необходимость рассматривать эти типы коры как принципиально различные структуры Земли. Отсюда возникает ряд геологических проблем истории формирования дна океана, которые можно объяснить без фантастических процессов генерации океанической коры в рифтовых долинах срединно-океанических хребтов и ее погружения в зоне Беньюфа при расширении дна океана.

Вопросы различия генезиса океанической и континентальной коры остаются в стороне, поскольку трансформация и реконструкция океанической коры обратно в континентальную, происходящая в переходной зоне континент — океан, свидетельствует о наличии взаимопереходов этих типов коры, процесс которых еще недостаточно ясен. Исходя из различных принципов расшифровки структуры океанической и континентальной коры, определяемых как особенностями строения, так и различной доступностью для исследования, мы останавливаемся только на выделении признаков, констатирующих этапы и типы вулканической деятельности. При этом нельзя забывать о том, что различия в принципах расшифровки вулканических структур на континентальной и океанической коре определяются физико-географическими условиями вулканизма и эрозионных процессов на дне океана и на поверхности континентов. На океаническом дне четко прослеживается конформность вулканических морфоструктур и структур земной коры. Районирование структуры фундамента недостаточно обосновано и построено преимущественно по геофизическим данным. Переход океанических геосинклинальных поясов в континентальные орогены, равно как и рифтовых поясов на континенты, происходит по простиранию этих структур и сопровождается вулканизмом, тектонический режим которого для океанической и континентальной коры сходен.

Роль вулканизма как индикатора тектонического режима дает возможность получить представление о процессах формирования океанической земной коры. При изучении процессов вулканизма, с которым связано происхождение дна океана, важно установить главные закономерности его геодинамики.

Совпадение изобат дна океана с контурами вулканотектонических структур иллюстрирует конформность структур с рельефом. Структуры вулканогенно-осадочных толщ подчинены эндогенной структуре дна океана. Общие закономерности вулканизма дна океана и на континентах имеют генетические связи, для которых типичны три вида вулканической деятельности: 1) площадные базальтовые рифтовые излияния; 2) островодужные андезитодациитовые; 3) излияния щелочных базальтов на сводах вулканических хребтов и купольных поднятий.

Базальтовый вулканизм создает второй слой океана; островодужный вулканизм сопровождает образование подводных и континентальных орогенов; щелочной вулканизм сводовых поднятий образует крупные подводные хребты на дне океана.

Структуры и вулcano-тектоника вулканических районов окраинных морей рассматриваются исходя из тех же принципов, что и вулканизм дна океана. При всех обстоятельствах рифтовые обрушения являются рецидивом истощения вулканической энергии и прекращения тепломассопереноса к земной поверхности. Центростремительное сужение площадей базальтовых излияний на дне океана приводит к телескопированному рифтогенезу. При этом ускорение тектоно-магматических процессов на дне океана сопряжено с уменьшением масштабов вулканизма.

Образование осадочных толщ поверх базальтовой формации второго слоя океанической коры характеризуется своеобразием фациальных условий, определяющихся тектоническим режимом вулканизма.

Независимо от теоретических воззрений авторов изучение вулкано-тектоники дна океана позволяет проследить эволюции структур океана и переходной зоны. Выявляется несколько типов вулкано-тектонических структур, для которых принципы эволюции дискуссионны.

Срединно-океанические хребты рассматриваются как зоны спрединга или зоны орогенных океанических платформенных поднятий сводово-глыбового типа, в сопровождении рифтогенеза. Островные дуги оцениваются как зоны субдукции океанической коры или как подводные орогены геосинклинального типа.

Структурная эволюция окраинных морей оценивается с двух позиций: 1) как зона растяжения и генерации океанической коры; 2) как зона обрушения континентальной коры и накопления глубоководных осадочных бассейнов.

В областях регионального развития крупных рифтовых структур в результате комплексных подводных исследований выявлены сводовые поднятия, с которыми связаны подводные вулканические излияния, образующие щитовые вулканы и трещинные лавовые потоки. По данным бурения в пределах рифтовых структур изучаются вулканогенно-осадочные толщи сложного тектонического строения, сформированные в основании рифта из серии синклинально залегающих толщ, переходящих к кровле в периклинально залегающие. Это вызвано чередованием вулcano-тектонических опусканий и поднятий на разных этапах мощного тепломассопереноса и вулканических извержений.

Нельзя отрицать образование обширных молодых поднятий в результате направленного к земной поверхности тепломассопереноса. При отступании теплового фронта своды разрушаются рифтами и, следовательно, причиной образования рифтов служит не горизонтальное растяжение, являющееся лишь вторичным следствием образования сводов под влиянием теплового расширения. Представление о расширении свода под влиянием тепломассопереноса гипертрофировано в виде спрединга, объясняемого гипотетическими процессами турбулентной, сферической и спиральной конвекции. Следовательно, мобилистическая кинематика построена на серии гипотез, начиная от гипотезы спрединга и кончая гипотезой субдукции, принятой мо-

билистами как средство для избавления от избытков океанической коры, получаемой в «процессе» спрединга.

Геологи стремятся зафиксировать геологические процессы, выразить их в классификации и дать границы явлений. Однако процессы непрерывны и ограничить их не представляется возможным — вулканические и геологические явления в их связи следует изучать в движении при учете принципа неопределенности. Например, определение типа земной коры неизменно сталкивается с вопросом о положении ее в структуре Земли. Меняя свое положение в гравитационном поле, земная кора изменяет свойства. Таким образом, тип коры в первую очередь определяет ее положение в гравитационном поле Земли на определенном геоморфологическом уровне. Следовательно, континентальная кора из своего положения на высоком геоморфологическом уровне частично опускается на более низкий, теряя свойства континентальной коры, становясь океанической. Изменение типа коры на этих уровнях происходит не только путем магматической термальной дифференциации, но и вследствие гравитационных перемещений крупных глыб земной коры и изменений геофизических полей.

В последние годы получено достаточно сведений, чтобы судить о строении земной коры океанических областей. В составе пород океанического дна выделяют три главных слоя: верхний (первый) слой осадков со скоростью продольных сейсмических волн 2 км/с, вулканический (второй) — 5,1 км/с и третий основной океанический 6,7 км/с, предположительно ниже породы мантии со скоростью продольных волн до 8,2 км/с.

Первый слой представлен толщей неуплотненных осадков, мощность которых редко превышает несколько километров. В пределах океанического дна она составляет в среднем 1 км, а во многих глубоких впадинах Тихого и Индийского океана и на склонах срединно-океанических хребтов мощность осадков 100—200 м, и они полностью выклиниваются к гребню хребта. Толщина второго вулканического слоя достигает 2 км. Анализ поднятых со дна океана образцов и пород вулканических островов показывает, что главные породы слоя — базальты. Они выстилают рифтовые долины, слагают срединно-океанические хребты и самые высокие подводные горы в 5—10 км от них, а также вулканические острова в океанах. В последние годы верхняя часть «второго» слоя вскрыта под осадочным покровом и местами обнаружено переслаивание базальтов и затвердевших осадков. Третий слой океанической коры толщиной 4,2—5 км выделяется главным образом по геофизическим данным. Состав слоя разными учеными представляется по-разному: в рифтовой зоне Срединно-Индоканнического хребта и в зоне Срединно-Атлантического хребта со дна океана были подняты серпентинизированные перидотиты. Согласно наиболее распространенной гипотезе, третий слой сложен магматическими породами основного состава и соответствует базальтовому слою, лежащему в основании континентальной коры, поэтому его также иногда называют базальтовым.

Мезо-кайнозойский верхний структурный этаж дна Мирового океана образован слоистым формационным комплексом первого и

второго слоев, сложенным (снизу вверх) базальтами, известняками и глинами, и образует самостоятельный формационный этаж дна океана. Этот набор формаций представлен природным парагенезом, в котором изменения в составе слоистой толщи связаны с характерным тектоно-магматическим режимом. При этом последовательность вулканотектонических процессов определяет сочетание типов магматических и осадочных формаций, создающее внутреннее строение дна океана, формирующееся в течение мезозойского и кайнозойского времени. Формационные комплексы океанических платформ слагают огромные площади океана и наряду с трехслойной структурой характеризуются уменьшением возраста по направлению от окраин континентов к срединно-океаническим хребтам. Последние играют роль оси симметрии, по отношению к которой возраст формационного комплекса становится более древним по направлению к окраинам континента. Структура формационного комплекса дна океана — основа для решения ряда историко-генетических вопросов и в том числе кинематики процессов вулканотектоники и осадкообразования. В рамках сопоставления этих процессов возможно построение теоретической схемы, воспроизводящей их феноменологическую характеристику, объясняющую строение дна океана. Слоистые наборы эффузивных и осадочных пород обусловлены циклическими процессами осадконакопления, сопряженными с тектоно-магматическими фазами базальтовых излияний и происходящими в рамках времени формирования структуры дна океана.

Один из первых советских мобилистов Б. Л. Личков, сознавая кризис вегенеровского мобилизма, предложил своеобразный вариант «дрейфа континентов» путем наращивания орогенов вдоль фронта платформы и обламывания краев древних платформ у «кормы» континентов. При этом изменяется относительное положение континентов (дрейф, удовлетворяющий условиям перемещения полюсов Земли), но они не отрываются от своих структурно-геологических корней.

Если конструктивное развитие орогена на основе миграции геосинклиналей изучено, то проблема образования молодых океанов остается загадочной. Как известно, в тихоокеанском орогенном поясе выделяется 80 % сейсмической энергии Земли, в то время как во всех срединно-океанических хребтах лишь 7 %. При этом большая часть землетрясений приходится на Срединно-Атлантический и Срединно-Индийский хребты, с их Арктическим и Антарктическим продолжениями. Следует учесть, что проявление теплового потока в срединно-океанических хребтах не выше, чем в окраинно-континентальных океанических поясах, а тепловые потоки континентов и океанов равны.

В результате этих причин диспропорция между колоссальной энергией геосинклинального орогенеза у окраин континентов и мизерной энергией, выделяющейся в срединно-океанических хребтах, заставляет сомневаться в роли расширения дна океанов как источника перемещения плит и энергии орогенеза.

Гипотеза о раздвижении океанического дна, ставшая основой немобилизма [37] и др., возникла при поисках объяснения известного

явления: возраст пород, слагающих многослойное океаническое дно, симметрично увеличивается от срединного океанического хребта по направлению к берегам океанов. Отсюда возникло представление, что дно океана равномерно раздвигается от срединного океанического хребта в противоположные стороны. Для объяснения этого механизма потребовались новые гипотезы — конвекционное течение, расширение океанического дна в результате внедрения даек и др. Однако эти гипотезы не доказаны, а возможно и недоказуемы.

Как объяснить то, что возраст коры увеличивается по мере приближения к берегам океанов, что подтверждается многократными данными бурения? По мнению мобилистов, дно океана расширяется со скоростью 1,5—2 см/год и процесс этот продолжается примерно 180 млн. лет. Лавы, изливавшиеся из центральной расщелины 180 млн. лет назад, и отложившиеся на них древние осадки сейчас отодвинуты к берегам, где идет затягивание океанической коры под континенты. Движения континентов объясняются действием мощных глубинных конвекционных потоков. Однако факт существования в глубинах Земли горизонтально перемещающихся потоков остается спорным, поскольку все изученные в настоящее время глубинные потоки энергии (вулканические извержения, дифференциация магмы, отделение летучих газов и перенос тепла) направлены вертикально к земной поверхности, а не горизонтально.

Если два процесса могут быть осуществимы, то из них реализуется тот, который потребует наименьшей затраты энергии. Поэтому при образовании дна океана преимущество отдается телескопированному рифтогенезу. Ведь при его осуществлении приток тепла к земной поверхности происходит по физическому закону оттока тепла в паровой машине от горячего резервуара к холодному. Обрушение свода при рифтогенезе также осуществляется естественным путем гравитационного обрушения кровли вулканического очага, опустошенного при излиянии. Сравнительно с этими процессами горизонтальное перемещение континентов требует затраты энергии в многократно большем количестве, причем ее источники остаются весьма проблематичными.

Возможность телескопированного рифтогенеза применительно к океаническим площадям предполагается, исходя из симметричной структуры дна Атлантического океана и наличия полосчатых палеомагнитных аномалий. Формирование Атлантического океана с подобием его побережий, свойственным рифтам, сопровождается увеличением возраста пород второго слоя дискретно по вертикали в глубину и от молодых рифтов к древним по направлению к континентам, что свидетельствует в пользу замыкания телескопированного рифтогенеза к центру океана.

Закономерное формирование рифтовых впадин Атлантического океана и Красного моря, происходящее с увеличением возраста базальтов и других пород, слагающих их дно, по направлению к континентальным окраинам, естественно объясняется телескопированным рифтогенезом, в процессе которого происходит захоронение и мантийная ассимиляция древней базальтовой коры, мощность кото-

рой увеличивается к центру океана.

Телескопированный рифтогенез соответствует структуре вулканических поясов, активность вулканизма в них обычно смещается к центру. Эта структурная модель разрешает общую проблему эволюции вулканизма на дне океанов, которую естественно трактовать исходя из концепции телескопированного рифтогенеза — процесса образования серии вложенных друг в друга рифтовых долин, сопровождающих истощение вулканизма к центру океана. Таким путем, не выходя из границ элементарных геологических закономерностей, можно объяснить — увеличение возраста горных пород дна океана по направлению к его окраинам, наличие полосчатых палеомагнитных аномалий и тепловые потоки. Связь их с молодыми рифтами, расположенными в центре срединных океанических хребтов, легче объяснить наличием телескопированных структур, чем спредингом.

Телескопированный рифтогенез типичен для вулканических поясов островных дуг и ранних орогенов, а также на древних платформах. Завершение телескопированного рифтогенеза в центре океана столь же естественно, как и замыкание альпийских геосинклинальных поясов орогенезом в Средиземноморском регионе.

В южной части Атлантического океана на траверзе 30° ю. ш. (Рио-Гранде — Китовый хребет) научно-исследовательским судном «Гломар Челленджер» пробурен створ скважин, использованный как обоснование мобилистической модели расширения дна океана. Эти скважины достигают кровли базальтов второго слоя океанической коры, лежащей под осадочной толщей дна океана.

При сопоставлении схемы расширения дна океана со схемой телескопированного рифтогенеза видно, что стратиграфические разрезы, построенные по буровым скважинам 19, 14, 16, тождественны на обеих схемах: скв. 19 пересекает эоценовые отложения над кровлей до эоценовых базальтов; скв. 14 проходит олигоценовые осадки до кровли олигоценовых базальтов; скв. 16 пересекает эоценовые осадки над кровлей домиоценовых базальтов (рис. 8). Стратиграфический комплекс каждой из скважин состоит из базальтовых потоков, излитых на сводах вулкано-тектонических поднятий и осадков, отложившихся в рифтах после обрушения этих сводов. Вследствие того что каждая из скважин достигла только кровли базальтов, осадочные породы цикла осадконакопления предшествующего вулкано-тектонического поднятия остаются нескрытыми. Следовательно, обе схемы соответствуют иллюстрируемой колонками скважин смене по направлению к центру океана древних осадков все более молодыми, завершающимися близ срединно-океанического хребта четвертичными.

При этом наблюдается значительное расхождение между возрастом океанического дна, рассчитанным по полосовым палеомагнитным аномалиям, и возрастом базальтов второго слоя океанического дна, извлеченных из буровых скважин. Эти расхождения в возрасте, иногда в несколько десятков миллионов лет, подрывают достоверность схемы растяжения дна по гипотезе новой глобальной тектоники.

Ведь согласно этой схеме, осадки ложатся на вновь сформированную кору срединно-океанического хребта и отодвигаются в обе стороны от оси хребта по направлению к континентам.

Фации осадков по мере погружения в глубоководные океанические впадины флангов хребтов от мелководных переходят к глубоководным.

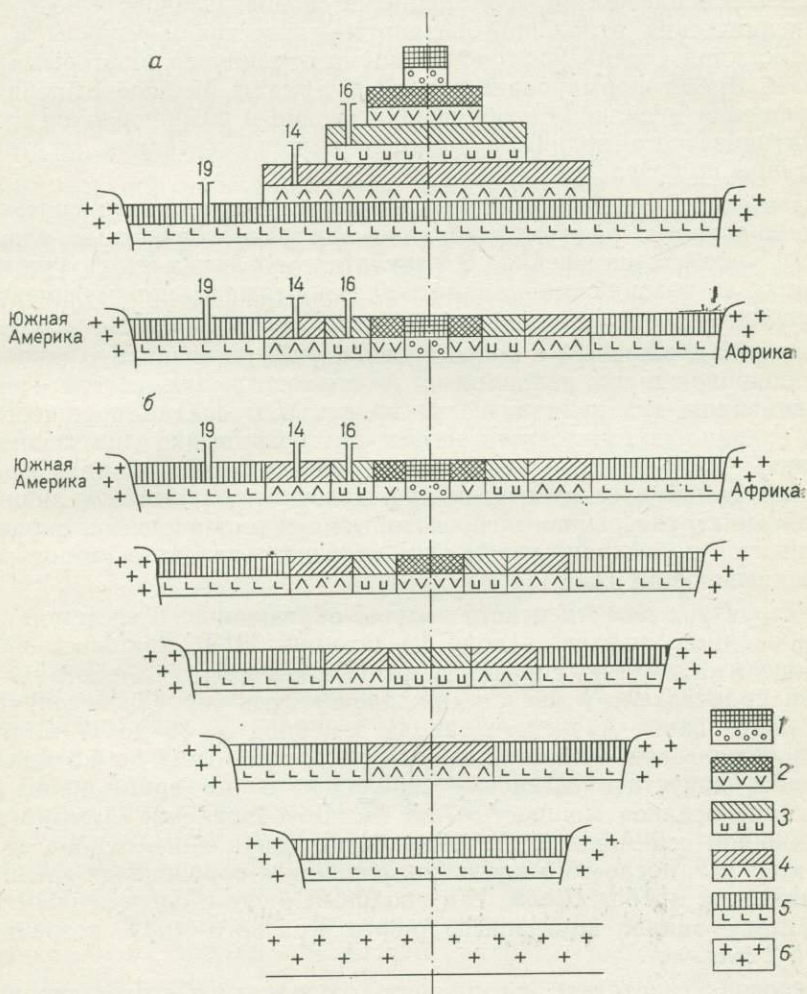


Рис. 8. Схема соотношения структур телескопированного рифтогенеза (а) и растяжения дна океана (б). Строение дна, согласно буровым скв. 14, 16, 19, одинаково как по гипотезе спрединга, так и при телескопированном рифтогенезе.

Рифтовые формации: 1 — плиоцен-четвертичные, 2 — плиоценовые, 3 — миоценовые, 4 — олигоценные, 5 — эоценовые, 6 — континент

водным. Следовательно, возраст мелководных осадков на своде океанического хребта должен соответствовать возрасту базальтов, а глубоководные осадки, лежащие выше, становятся все более молодыми.

По схеме телескопированного рифтогенеза глубоководные осадки отлагаются в рифтах вулкано-тектонических обрушений и значительно более молоды, чем базальты на дне этих рифтов. При образовании вулкано-тектонических поднятий внутри рифтов лавовые покровы изливаются поверх глубоководных осадков и перекрываются мелководными осадками по мере поднятия сводов. Следовательно, триада океанических отложений базальты — известняки — глины в пределах каждой стадии рифтообразования ограничена рифтовыми разломами. Время формирования каждой триады разделено периодом прекращения вулканизма, обрушения сводов и возобновления вулкано-тектонического поднятия, поэтому колонки соседних рифтов не идентичны по возрасту.

Изостатическое выравнивание по мере формирования систем телескопированных рифтов приводило эти разновозрастные блоки к одному уровню дна океана. В результате возникла структура, объясняемая с позиций мобилизма как непрерывно продолжающаяся трехслойная толща, омолаживающаяся к центру океана.

Каждый вложенный в более древний рифт вулкано-тектонический свод сопровождался излияниями базальтов, и при изостатическом выравнивании дна вулканические продукты и осадки предшествующего вулкано-тектонического цикла при погружении дна ассимилировались тектоно-магматическими процессами на уровнях периферических вулканических очагов. В результате сохранились лишь латеральные структуры, согласно которым по направлению к окраинам континентов происходит увеличение возраста базальтов второго слоя и перекрывающих их осадков.

В структуре дна Аденского залива, образованного системой телескопированных рифтов, исходя из позиций НГТ, пришлось внести поправку в кинематику спрединга. Было принято, что разрастание дна залива происходило в две стадии: древняя ось спрединга сопровождала образование Аденского залива в период от 30 до 17 млн. лет (верхний олигоцен — нижний миоцен); в период от 17 до 4,5 млн. лет пришлось допустить остановку спрединга. В это время произошло отложение осадков мощностью 1,5 км. Возобновление спрединга по современной оси Аденского залива было допущено в период от 4,5 до 2 млн. лет, после чего вдоль оси спрединга образовался срединно-океанический хребт Шеба. Его сводовый рифт с современным вулканизмом — аналог внутреннего рифта Красного моря, возраст которого 2 млн. лет.

Переводя гипотетические процессы спрединга и его остановки на геологическую терминологию, следует отметить, что период древнего «спрединга» совпадает с растяжением вулкано-тектонического свода, сопровождавшегося вулканизмом в период с верхнего олигоцена до нижнего миоцена, а время остановки спрединга относится к обрушению рифта на своде вулкано-тектонического поднятия и отложению 1,5-километровой толщи осадков в нем.

Возобновление спрединга на оси Аденского залива с реальных геологических позиций соответствует образованию нового вулкано-тектонического свода хр. Шеба внутри древнего рифта, завершивше-

гося после базальтовых излияний обрушением современного рифта на своде хр. Шеба.

Следует отметить, что гипотеза остановки и «перескоков» спрединга применяется относительно всех океанов, где необходимо с мобилистических позиций объяснить строкуорообразование, характерное для телескопированного рифтогенеза. Эти остановки и возобновления растяжения с «перескоками» осей спрединга являются попыткой приспособить гипотезу НГТ к объяснению структуры дна океана и ведет к усложнению гипотезы.

Если на этапе «открытия» океана, дно которого было не изучено, можно было обходиться двумя вариантами представлений — дрейфа или обрушения континентов — то по мере появления данных о структуре и рельефе дна океанов возникла необходимость объяснения каждого из этих процессов применительно к реальной структуре дна. Следует заметить, что НГТ как дальнейшее развитие представлений о дрейфе континентов остроумно использовала данные о линейных палеомагнитных аномалиях, создающих полосовую структуру дна океана, интерпретировав прямые и обратные инверсии магнитных аномалий как показатели, контролирующего раздвижение дна. Однако аксиоматическое толкование гипотезы расширения дна привело к тому, что факты, не противоречащие спредингу, стали толковаться как его доказательство, что далеко не одно и то же. В результате была создана логическая цепь построений, имеющая в своей основе гипотезу, достоверность которой по мере увеличения количества данных становится все менее убедительной.

Подводный вулканизм и рудообразование

Существование термальных рудоносных источников, связанных с вулканизмом срединно-океанических хребтов, было впервые отмечено в 1965 г. Дж. Элдером. Эти предположения были основаны на нахождении глубоководных морских металлоносных осадков, излиянии базальтов срединно-океанических хребтов и приуроченных к последним аномальных тепловых потоков.

Д. Кранан разделяет металлоносные осадки на дне океана на три типа: 1) медноколчеданные руды силикатного и окисного типа — Северный Оман, Кипр, Красное море и Восточно-Тихоокеанское поднятие; 2) грубополосчатые силикатные и окисные руды срединно-океанических хребтов — Аденский залив, Галапагосские острова, Срединно-Атлантический хребет; 3) вкрапленные окисные руды железо-марганцевого типа оруденения, связанные с гидротермами, выходящими по рифтовым и трансформным разломам срединно-океанических хребтов.

Трещины на дне океана рассматриваются как пути металлогенического обогащения водных растворов, связанного с вулканизмом. При этом происходит поступление рудных эманаций, а также выщелачивание вулканических пород морской водой, ведущее к формированию гидротермальных растворов, обогащенных металлами. Выщелачивание охватывает верхние части базальтовых покровов под срединно-океаническими хребтами. Порядок фракционного осаждения

из гидротермальных растворов и илов зависит от последовательности высаживания по трещинам, формируя рудные илы в зонах рифтов срединно-океанических хребтов. Температура воды, выходящей из жерл вулканических куполов в осевой части рифтов срединно-океанических хребтов, превышает 400 °С. При этом осадки, богатые железом и марганцем, покрывают большие площади срединно-океанических хребтов за счет выноса из гидротермальных жерл.

Закономерное чередование вулканогенно-осадочных формаций характеризуется преобладанием то более основных, то более кислых продуктов вулканизма. К ранним этапам ритма, обычно при погружении, приурочены колчеданные полиметаллические месторождения, возникающие из растворов с относительно низким рН, а к более позднему (при поднятиях) — окисно-железородные и марганцевые месторождения, возникающие из растворов с высоким рН.

В разрезах вулканогенно-осадочных толщ не всегда наблюдаются закономерное изменение состава магматических излияний от основных к кислым и четкая увязка дифференциации магматических очагов с металлогенией. Поступление растворов с медью и железом нельзя объяснить, не учитывая возможности их накопления в бассейнах за счет гидротерм вулканического происхождения.

Локализация вулканогенно-осадочных руд в низах разреза окисных сульфидных руд железа и марганца в верхах его объясняется повышением кислородного потенциала по мере продвижения рудоносных растворов вверх.

Для изучения геологической обстановки вулканогенного рудообразования на дне океанов и окраинных морей важны данные о подводной вулканической деятельности в современных условиях.

Модель гидротермального рудогенеза построена на основе изучения с помощью стабильных изотопов миграции элементов, выносимых изверженными породами. Выявлено эндогенное происхождение рудоформирующих растворов и посредством изучения изотопов водорода и кислорода доказано вовлечение в рудообразование морской воды, растворяющей эманации. Таким путем объяснено нахождение в офиолитовых породах массивных сульфидных руд и гидротермальное изменение базальтовых лав офиолитового комплекса Троодос, а также развитие сульфидных отложений в гидротермальных рудах типа куроко в Японии.

Острова Японии в раннем миоцене были охвачены подводным вулканизмом сначала андезитового состава, а затем излияниями базальтов, дацитов и риолитов. В позднем миоцене увеличивались извержения вулканогенно-обломочных пород. Установлено несколько циклов подводных излияний, состав которых менялся от основного к кислому. Субвулканические структуры были образованы долеритами и кварцевыми диоритами позднемиоценового возраста. В рифтах, сложенных зелеными туфами, во внутренней островной дуге располагаются четвертичные вулканы, обрамленные внешней зоной островной дуги.

Месторождения, связанные с зелеными туфами, разделяются на две группы: стратиформные (среднемиоценовые) и эпигенетические жильные (позднемиоценовые — раннеплиоценовые). Характерны ме-

сторождения типа куроко, пластовые осадочные марганцевых руд, а также жильные гидротермальные — золота. В промышленном отношении представляют интерес месторождения меди, свинца и цинка, связанные с гидротермальными процессами в гипабиссальных камерах.

В четвертичное время вулканические эманации формировали залежи самородной серы без сульфидов железа и лимонита.

Районы развития пластовых марганцевых и стратиформных серноколчеданных месторождений не совпадают; марганцевые руды не имеют четкой связи с вулканическими породами геосинклинального типа, в то время как медноколчеданные подчинены зонам подводного вулканизма.

Пластовые марганцевые месторождения обычно ассоциируют с вулканикатами основного состава. Т. Ватанабе отметил признаки осадочного происхождения руд в связи с подводным вулканизмом и подчеркнул, что изменения минерального состава вызваны наложенным метаморфизмом, обусловленным гранитными интрузиями.

У оси Восточно-Тихоокеанского поднятия на глубине 2500 м известны гидротермальные жерла, выбрасывающие струи воды с температурой 380 ± 30 °C и образующие массивные сульфиды на поверхности молодых базальтов, слагающих холмы у оси поднятия. Эти концентрированные рудные растворы выходят под большим давлением по трещинам в базальтах. Из гидротермальных жерл происходит вынос Fe, Zn, Pb, Cu, As, Au, Pt.

Восточно-Тихоокеанское поднятие образует осевой блок шириной 5 км, поднятый на 80 м над флангами хребта, ограниченного крутыми тектоническими уступами. Внутренний район извержений разбит разломами и трещинами растяжения. Вторая зона гидротерм шириной от 600 до 1000 м сложена свежими базальтовыми потоками, образующими прерывистую гряду высотой от 20 до 80 м, рассеченную разломами и трещинами, а с юго-запада окаймленную обширными базальтовыми покровами («озерами»).

Гидротермальные жерла делятся на два класса: галапагосского типа с теплой водой (20 °C) и сульфидные холмы с горячей водой, вытекающей через отдельные жерла конусов, расположенных на холмистых базальтовых постройках. В жерлах высокотемпературных источников ныне формируются прототипы колчеданных месторождений. В стороне от оси осадки неактивных сульфидных холмов связаны с более холодными жерлами. Рудные трубки сложены сфалеритом, пиритом, халькопиритом и другими сульфидами железа, меди и цинка. Отложения ангидрита, серы, барита, опала и талька имеют концентрическую зональность.

В гидротермах содержатся пирротин и другие сульфиды, а также метан. Корреляция метана с гелием-3 определяет мантийный источник обоих.

В рифтовой долине Галапагосских островов открыты богатые залежи сульфидов меди, приравняемые по значению к открытию железо-марганцевых конкреций в Тихом океане. Месторождение образует столбообразные структуры вокруг выходов гидротерм и рудные тела достигают высоты от нескольких до 30 м над дном океана. Бы-

ло исследовано три района полиметаллических сульфидных месторождений.

В 1978—1979 гг. было исследовано Восточно-Тихоокеанское поднятие, где установлена протяженность активных гидротермальных выходов 7 км при ширине зоны 200—300 м на глубине 2600 м. Анализы показали следующее содержание рудных компонентов (в %): цинк 50, медь 6, серебро 0,05, а также следы кобальта, свинца, кадмия, марганца, кальция и калия.

В Галапагосском рифте, где исследования производились в течение четырех лет, было обнаружено рудное тело мощностью 40 м, шириной зоны 300 м и длиной 1 км на глубине 2,5 км. Установлено содержание металлов (в %): меди 10, серебра 0,03, кадмия 0,01, железа 10, молибдена 0,1, свинца 0,1, олова 0,03, ванадия 0,1 и цинка 0,1; запасы месторождения оцениваются 25 млн. т металлических сульфидов.

В рифте Хуан-до-Фука исследования производились на глубине 2200 м; здесь в 1981 г. открыто полиметаллическое сульфидное месторождение.

Отложение гидротермальных руд происходит в осевых зонах рифтов и связано с выходами горячих минерализованных растворов, температура которых достигает 400 °С; процессы рудоотложения связаны с вулканической деятельностью и благодаря низкой температуре морской воды (около 2°) рудные термы сбрасывают свою нагрузку на дне океана вокруг гидротермальных жерл. При этом образуются столбообразные структуры высотой от нескольких до 30 м. Эти районы рифтогенеза относятся к активным вулканическим зонам (зоны спрединга со скоростью от 6 до 16 см в год). Протяженность таких районов в рифтовых хребтах Тихого океана достигает 13 тыс. км. Скорость отложения руды вокруг выходных каналов гидротерм около 30 см за 2 года. По данным А. Малахова, эти месторождения являются первыми известными возобновляемыми по запасам рудными телами.

В Атлантическом океане — район 26° с. ш. находится обширная металлогеническая область с активной гидротермальной деятельностью вдоль восточного уступа рифтовой долины. В рифте Срединно-Атлантического хребта широко рассеяны осадки, богатые железом и марганцем, которые являются главной формой рудного вещества на дне океана. Наряду с железистыми силикатами они разбавлены карбонатно-кремнистыми органическими осадками и частично терригенным материалом. Окислы марганца и сульфиды — аналоги в рудообразующем процессе на дне океанов. В ареале рассеяния до 20 км диаметром такие растворы встречены около впадины Атлантиды II.

В Атлантическом океане железо-марганцевые отложения встречаются реже, чем в Тихом и Индийском, что связывается с более активным седиментационным процессом, препятствующим образованию конкреций в экзогенных условиях. Они известны в северной части между разломами Атлантиды и Кане в Срединно-Атлантическом хребте. Экспедиция ФАМОУС установила в трансформном разломе хреб-

та гидротермальные жерла с марганценосными осадками, а в желобе Романш — следы гидротермальной деятельности.

Сульфидные отложения вдоль осевой зоны Красноморского рифта и наличие медно-железистых сульфидных тел в офиолитах Омана и Троодос на Кипре позволяют предполагать связь сульфидных гидротерм с зонами активных гидротермальных процессов на дне океана. Однако бурение не обнаружило крупных скоплений сульфидов в базальтах второго слоя и их коре выветривания. Очевидна значительная роль гидротермальной циркуляции в срединно-океаническом хребте, поэтому сульфидная минерализация, вероятно, может быть выявлена там, где ее проявления не погребены под лавами второго слоя. Однако вероятность находок промышленных месторождений сульфидов здесь мало вероятна.

Для современного рифта Красного моря характерно рудопроявление, представленное шестью минеральными ассоциациями. В эти ассоциации входят: железисто-монтмориллонитовая с гидроокислами железа и сульфидами цинка; железистая, представленная гётитом; сульфидная, состоящая из сульфидов железа, меди, цинка; марганцево-сидеритовая, представленная сульфидами железа и марганца; ангидритовая и манганитовая — марганцевая.

Металлоносные осадки содержатся в толще пород мощностью более 20 м. Также здесь присутствуют минералы кобальта, никеля, кадмия, мышьяка, индия, ртути, золота и серебра.

Происхождение горячих металлоносных рассолов относится к глубинным гидротермам ювенильного типа. Наряду с этим существует представление о выщелачивании металлов из базальтов, содержащих рудные компоненты, нагретой морской водой. Минеральные металлоносные осадки связаны также с жильными залежами в районе Красного моря, что свидетельствует о формировании месторождений как в континентальных, так и в глубоководных условиях. Предполагается, что гидротермы, несущие марганцевое оруденение, связаны с зонами растяжения, заполненными дайками базальтов. Следовательно, формирование стратиформных месторождений на дне Красного моря проходило в условиях смешивания гидротермальных растворов с морской водой в период от середины плейстоцена до голоцена и продолжается в настоящее время.

Атлантические и Красноморские рифты, депрессии у подножия Бермудских островов являлись областью отложения металлоносных илов. Гидротермальные холмы в Галапагосском рифте Тихоокеанского поднятия, впадина Науру — углубления океанической коры с трапповым вулканизмом, северная окраина Императорских гор, Центрально-Американский желоб, активные окраины континентов — островные дуги относятся к другому типу металлоносных площадей.

В депрессии базальтового фундамента у подножия Бермудских островов в нижних слоях черных глин, лежащих на базальтах, отмечается повышенное содержание железа (более 10%), а также отложения марганца, никеля, кобальта и меди, сходные с металлоносными осадками срединно-океанического хребта в виде минералов пирита, родохрозита, манганата кальция, образованных в восстановительных условиях диагенеза. Вторичные преобразования происходят

под воздействием вулканических эксгаляций и инфильтрационных гидротерм, проникающих по трещинам.

Реальные возможности добычи руд со дна океана ныне ограничиваются железо-марганцевыми конкрециями, типичными для донных отложений пелагических частей океана. Содержание марганца в конкрециях варьирует от 8 до 40 % (среднее 20 %), железа от 2,5 до 26,5 % (среднее 16 %), кобальта от 0,02 до 2,5 % (среднее 0,33 %), меди от 0,03 до 1,6 % (среднее 0,35 %), свинца 0,02—0,35 %, цинка 0,04—0,08 %, серебра 0,0003.

Запасы железо-марганцевых конкреций в пелагических бассейнах Мирового океана составляют $2,5 \times 10^{12}$ т, что в 100 раз выше запасов железа и марганца в континентальных частях Земли. Если в структуре континентальной земной коры удастся установить фрагменты океанической, то такие руды могут образовать в них промышленные скопления.

Дж. Неро предполагает, что скорость образования железо-марганцевых конкреций на дне океана велика, поэтому марганец накапливается в три раза быстрее его промышленного потребления, а кобальт, никель и медь — в четыре раза.

Образование океанических железо-марганцевых конкреций связано с различными источниками вещества: а) газы и гидротермы подводных вулканов, б) железо и магний вулканических пород основного состава, растворенные в океанической воде при разложении этих пород, марганец и железо, растворенные в водах океана за счет сноса их с континентов. Медь, кобальт, никель и другие элементы, содержащиеся в железо-марганцевых конкрециях, привнесены за счет сорбции из вод океана. Характерно, что все эти элементы, образующие железо-марганцевые конкреции, типичны для базальтоидной магмы.

Перспективные площади их месторождений в Тихом океане достигают многих миллионов квадратных километров при нахождении на каждом квадратном километре океанского дна 8—10 тыс. т конкреций с содержанием марганца до 25 %, никеля, кобальта, меди — 1,5 %.

Образование железо-марганцевых месторождений, вероятно, происходило в период последних трансгрессий. Известно, что уровень океана в период регрессии вюрмского оледенения опускался на 100—110 м ниже современной береговой линии. Железо-марганцевые месторождения в рифтовой зоне встречаются двух типов: на территории Халайской депрессии они залегают среди осадочных глинистых пород в виде пластовых линз, имея стратиформный характер, второй тип представлен вертикально падающими рудными телами, выполняющими разломы, секущие осадочные толщи и имеющие северо-западное простирание. Оба типа месторождений связаны с гидротермальными растворами и формировались при низких температурах.

Железо-марганцевые руды встречаются также в депрессии Афар и впадине Атлантис II Красноморского рифта.

Аналогами современных рудопроявлений срединно-океанических хребтов являются фанерозойские медноколчеданные месторождения

офиолитовых поясов, которые принято относить к кипрскому типу и считать генетически связанными с толент-базальтовым океаническим вулканизмом. Они образовались на дне моря и в придонных осадках в результате гидротермальной деятельности.

Руды кипрского типа оруденения — Fe, Ni, Co, Zn, Ag, Hg.

Большинство вулканов на дне Тихого океана относится к числу потухших (позднемеловых). Они не играют роли в новейших процессах осадкообразования дна океана. Н. М. Страхов не признает в вулканитах источника повышенного содержания железа и марганца в пелагических илах Тихого океана. Он утверждает, что главную роль в виде источника взвеси и растворов играет водосборная площадь дна океана. Этим представлениям противоречат данные специальных исследований в районах, обогащенных эндогенными компонентами металлоносных осадков на дне океана, произведенных учеными Института океанологии АН СССР.

На основе исследования роли эндогенного вещества в металлоносных осадках построена карта распределения осадков [19]. Определена приуроченность металлоносных осадков к срединно-океаническим хребтам, рифтовым зонам и островным дугам с высоким значением тепловых потоков.

Была подсчитана доля экзогенных (за счет сноса с континентов) и эндогенных — вынесенных из океанической земной коры — элементов, доля которых в 45 раз выше для Fe, Mn, Si, Ni, Zn, Sr, Sb и Ba. Эндогенное происхождение имеют 80 % марганца и 40 % бария, накопившиеся в осадках Тихого океана.

При этом главное значение в поставке эндогенных элементов играет не субаэральный вулканизм, а подводные тектоно-магматические процессы и гидротермы, связанные с активными вулканическими хребтами, рифтовыми зонами, создающими участки с концентрацией руд эндогенного происхождения. При этом установлено, что гидротермальное железо в металлоносных осадках доминирует. Это не соответствует представлениям Н. М. Страхова о безраздельном господстве экзогенного вещества в океаническом осадкообразовании; железо ювенильного происхождения в металлоносных осадках составляет от 80 до 99 %.

Аналогичные значения получены для марганца, содержание которого в металлоносных осадках до 80 %. Для цинка и меди гидротермальная поставка вне области металлоносных осадков составляет 30—50 % от общего содержания в осадке. Предполагается, что основное значение для выноса эндогенного вещества имеют не вулканы островных дуг и океанических вулканических островов, а подводные срединно-океанические хребты, являющиеся геохимической областью, снабжающей пелагиаль многими элементами.

Вдоль срединно-океанических хребтов, наряду с рудными концентрациями выявляются более мелкие участки отложений эндогенного вещества.

На основе картирования металлоносных осадков одновременно с определением скоростей седиментации для наиболее важных элементов (около 20) в осадках Тихого океана подсчитана доля эндогенного материала. При этом отдельно определены доли накопления

элементов, поступивших с берега (экзогенных) и океанической коры (эндогенных), а также захваченных из океанической воды в процессе осадкообразования. Для 10 % площади дна Тихого океана (10 млн. км²) оказалось, что вклад эндогенной части Fe, Mn, Y, Sr, Ni, Zn, Cs, Sb, Ba и ряда других элементов является главным, во много раз превышающим поступление элементов из экзогенных источников.

Рудные концентрации металлоносных осадков образуют локальные участки в замкнутых котловинах. Поскольку вулканические породы — главный источник морских осадков, наряду с железом и марганцем, в общих минеральных ассоциациях встречается титан и всегда происходит изоморфное замещение Ti — Fe и Mn — Fe.

Большинство авторов видит причину образования железо-марганцевых конкреций в вулканических эманациях и продуктах разложения вулканических пеплов. Красная глубоководная глина содержит 7 % Fe₂O₃ и 1 % MnO. Железо-марганцевые конкреции содержат 17,2 % FeO и 21,5 % MnO. Известно, что в вулканических эксгаляциях присутствует значительное количество железа в виде FeCl₃. В фумаролах Долины десяти тысяч дымов на Аляске возгоны содержат соединения свинца, цинка, меди, олова и обильные окислы железа.

Вулканогенный материал имеет своим источником вулканы и вулканотектонические поднятия, около которых накапливаются вулканокластические осадки. Однако темп осадкообразования на дне океана и в геосинклинальных областях не аналогичен. Геосинклинальные отложения принадлежат к окраинно-океаническим зонам осадконакопления, а рифты содержат грубозернистые аркозовые фации в узких начальных геосинклинальных впадинах. Современные осадки Красного моря — аналоги геосинклинальных металлоносных яшм.

Н. М. Страхов указывал на возможность накопления марганца и кремнезема в результате подводного вулканизма, играющего ведущую роль в образовании продуктов для железо-марганцевых конкреций. Г. С. Дзоцендзе доказал, что железорудные оолитовые отложения встречаются только в вулканических осадках геосинклинального типа. Отмечается генетическая связь железорудных месторождений с вулканогенно-осадочными толщами. Месторождения марганца обычно связаны с вулканогенными толщами, залегающими среди лав и туфов.

Г. Шнейдерхен относил эксгаляционно-осадочный тип месторождений к вулканогенно-осадочным толщам, подчеркивая роль вулканических эксгаляций в рудоотложении.

Предполагается несколько путей рудонакопления вулканогенного типа: 1) вынос руд вулканическими эксгаляциями в осадочные бассейны, 2) вынос руд гидротермами и их отложение в результате взаимодействия с морской водой, 3) отложение в результате выщелачивания горячих лав и пирокластического материала и их длительного разложения в морской воде (гальмиролиз), 4) выщелачивание молодых вулканических пород субэвральных вулканов гидротермами и снос рудного материала в бассейны.

К вулканогенно-осадочным месторождениям относятся образованные за счет вулканического источника руды при их отложении в вулканогенно-осадочных толщах.

В настоящее время изучение металлогении дна акваторий приносит не столько рудные богатства, сколько новые идеи в области генезиса месторождений, разрабатываемых в настоящее время на суше. Океанические исследования помогают с актуалистических позиций понять процессы древней металлогении, а следовательно, наиболее направленно вести поиски рудных месторождений, образованных при участии древнего вулканизма на дне палеоокеанов.

Работами последних лет доказана металлогеническая характеристика гидротерм срединно-океанических хребтов, однако это скорее является основанием для построения теории металлогении в палеовулканических районах, но не располагает к поиску коренных рудных месторождений в пределах срединно-океанических хребтов.

При бурении глубоких скважин на дне океанов устанавливается, что металлоносные осадки перекрывают базальты второго слоя. Известно, что в осадочных отложениях на дне молодых океанов и окраинных морей металлоносные илы встречаются лишь в замкнутых котловинах, где отсутствует циркуляция придонных вод. Поэтому нет основания для утверждения наличия непрерывного рудного слоя, покрывающего базальты, тем более что такого рода рудные осадки не могут рассматриваться как кора выветривания. В связи с этим возникает вопрос о генезисе металлоносных осадков и о путях их переноса и отложения на дне океана.

С металлогенических позиций условия генерации базальтов дна океанов неблагоприятны для концентрации рудных эманаций. Продукты вулканической активности в океанах отличаются незначительным количеством пирокластического материала, отсутствием автотасоматоза и контактового метаморфизма, связанных с недостатком флюидов и щелочей. Напротив, в геосинклинальных условиях металлогения обеспечена обильным притоком флюидов, захватывающих глубокие горизонты мантии, откуда по глубинным разломам выносятся рудные компоненты. Дифференциация и очаги дегградации кислых магм при этом характерны, сопровождая дегградацию глубин Земли.

Металлогенические черты разделения вулканизма океанических и континентальных областей основаны на следующих характеристиках магмы: океаническая магма обогащена K, Rb, Sr, Ba, U, Th, Pb; для щелочных базальтов характерны повышенные концентрации Sn, Zp, Be, W, Mo, B, F. Океанические толеиты и трахибазальты несут фемическую минерализацию; континентальные магмы отличаются наряду с толеитовыми известково-щелочными формациями, типичными для переходной зоны континент — океан. Платформенным и субплатформенным континентальным структурам присущи базальтовые магмы натриевого и калиевого типов — щелочная оливин-базальтовая и лейцит-базальтовая. Их рудная специализация характеризуется редкими землями, ураном, алмазонасностью. С щелочными гранитоидами связана рудоносность Zr, Mo, Nb, TR (иттриевая и цериевая группы).

Концепция рудообразования в океанических условиях так сформулирована Г. Бонати: 1) гидрогенное — медленное выпадение рудных элементов, растворенных в морской воде; 2) гидротермальное — выпадение руд из донных гидротерм, богатых металлами; по его расчетам, через гидротермальные системы может быть пропущен за период менее 100 млн. лет весь объем воды океана; 3) гальмиролизное — за счет выветривания обломков лав; 4) диагенетическое — за счет переотложения металлов в осадочных слоях.

Происхождение и методика поисков месторождений полезных ископаемых на дне океанов находятся в зависимости от геотектонических концепций, которые являются теоретической основой. Возраст формаций, в которых производятся поиски месторождений, структурное положение и объяснения состава будут зависеть от геотектонического подхода к их изучению.

Исходя из той или иной концепции происхождения дна океанов вероятность перспектив рудоносности также меняется; при мобилистическом подходе возможный возраст земной коры, лимитирующий возраст рудообразования, находится в пределах не более 200 млн. лет — предельного возраста образования океанической коры. Следовательно, концепция НГТ обозначает предел возможного на дне океанов рудообразования сроком не более 180—200 млн. лет. С этих позиций большие площади дна океана имеют возраст не более 60—80 млн. лет. Пути рудообразующих процессов определяет структура срединно-океанических хребтов, испытывающих растяжение по оси океана. Предполагается, что расходящиеся края литосферных плит обеспечивают поступление с глубин Земли гидротермальных металлоносных растворов. Как механизм формирования растворов, так и условия образования руд эта гипотеза связывает с основной базальтовой магмой, генерируемой в результате «спрединга». Такой подход, видимо, определяет размещение и тип металлогении, ограниченной главным образом железом и марганцем в осадочном рудообразовании и сульфидной минерализацией в основных породах при рудообразовании эндогенном (железо, медь, титан, никель, платина, кобальт).

Поступление металлов предполагается путем выщелачивания их из пород земной коры или же при выносе вулканическими процессами.

Под осадочным чехлом океана прогнозируется слой металлоносных осадков, залегающих на кровле второго базальтового слоя океанической коры.

Из схемы тектоники Земли, рассматриваемой на основе гипотезы тектоники плит, следует, что большая часть океанического дна принадлежит к стабильным плитам, образованным океанической корой мощностью 6—8 км и лишенным гранитного слоя. Недифференцированные толеитовые базальты слагают второй слой океанической коры и их рудная минерализация ограничена небольшой группой минералов: пирит, касситерит, халькопирит, ильменит, пентландит.

Срединно-океанические хребты также лишены металлогенических перспектив из-за отсутствия под ними реликтов континентальной коры, хотя в серпентинизированных гарцбургитах по сравнению с кон-

тинентальными основными породами отмечается повышенная концентрация литофильных элементов (урана и др.). В то же время, например, в Исландии вулканические породы не ограничены только базальтами, но встречаются миоценовые андезиты и риолиты, возможно, являющиеся показателем существования в фундаменте этого региона реликтов древней континентальной коры. Здесь встречены элементы, типичные для геосинклинально-орогенной металлогении (Mo, Zn, Pb, Cu).

Однако исходя из концепции тектоники плит для океанической коры не характерна вертикальная расчлененность по возрасту, известная на континентах; ее возраст изменяется только в горизонтальном направлении в связи с растяжением дна океана, причем у окраин континентов она наиболее древняя. Эта концепция исключает из перспектив поисков руд на дне океана все эндогенные типы оруденения, типичные для гранитоидных магм (W, Li, Sn, Be и др.). В связи с малой дифференцированностью пород основной магмы здесь отсутствуют также пути для прогноза месторождений хромита и титаномагнетита в дифференцированных плутонах ультраосновного типа (перидотитовые и габбровые формации), сульфидов (Cu, Ni), а также характерных для платформ алмазоносных кимберлитов и редких металлов карбонатитовых массивов ультраосновных щелочных пород.

Эндогенные месторождения формируются за счет глубинного теплопереноса, направленного к земной поверхности. Привязка тех или иных типов месторождений в границам литосферных плит носит формальный характер и умножает число гипотез, надстроенных одна над другой. Металлогенические провинции орогенических поясов имеют преемственную связь с геосинклинальными зонами окраин континентов, и предположение об их питании за счет плавления литосферных плит в зоне проблематической субдукции не может служить ни генетическим, ни поисковым критерием для поисков месторождений. Большинство советских и зарубежных металлогенистов, отмечая оригинальность построений НГТ, указывают на невозможность объяснения с этих позиций закономерностей рудообразования.

Металлогению принято рассматривать в региональных рамках оценки условий и закономерностей формирования рудных месторождений. Однако наряду с этим следует исходить из более широких, глобальных масштабов анализа, позволяющих противопоставить волюнтаристической концепции тектоники плит (НГТ) научные геолого-структурные исследования процессов осадконакопления, магматизма, тектоники и рудообразования, находящиеся в тесной взаимосвязи и определяющие весь ход геологической истории Земли. Последовательные стадии регионального развития включают разломную тектонику как элемент тектоно-магматической эволюции территории, определяющий ее рудоносность. Что касается построений НГТ, то в ней геолого-структурный анализ подменяется схластической схемой механического взаимодействия литосферных плит в зависимости от их схождения — расхождения в процессе дрейфа.

Критика металлогенических представлений, разрабатываемых на основе этой гипотезы, дана многими исследователями (В. И. Смирнов, А. Д. Щеглов, Г. А. Твалчрелидзе и др.), показавшими, что по-

ложения концепции НГТ не привели до сих пор к обнаружению ни одного рудного района.

При отказе от концепции литосферных плит принятый возрастной предел рудообразования и путей рудоотложения изменится. Исходя из гипотезы геофизической океанизации континентальной земной коры в глубинах океанической коры залегают реликты обрушенных континентальных блоков. При их тектоническом поднятии в качестве микроконтинентов возраст рудных месторождений уже не будет лимитироваться началом раздвигания океанического дна.

В. И. Смирнов разделяет металлогению дна океанов на экзо- и эндогенную [33]. Это разделение условно, поскольку экзогенная металлогения создается процессом осадкообразования за счет отложения металлов из морской воды, которые поступают туда в значительной степени из эндогенных источников. Выщелачивание металлов из океанического дна возможно путем засасывания в высокотемпературную зону морской воды, приобретающей под давлением в десятки мегапаскалей высокую активность, и осуществляет вынос на поверхность железа, марганца, никеля, меди, кальция, магния.

В. И. Смирнов [33] не исключает возможности обнаружения месторождений хромита и титаномагнетита, связанных с ультраосновным магматизмом, а также металлов базальтоидного профиля. В различных структурах Мирового океана, главным образом вблизи срединно-океанических хребтов, обнаруживаются эндогенные рудопроявления трех типов: сульфидные совместно с силикатами и окислами железа и марганца; окисные и силикатные скопления железомарганцевых руд; вкрапленность руд железа и марганца, перемежающаяся с экзогенными конкрециями этих металлов.

Экзогенная металлогения является весьма перспективной. Исходя из общих запасов металлов, растворенных в громадном объеме воды Мирового океана, они достигают величины, во много раз превышающей запасы всех месторождений континентов [33].

РУДНО-ВУЛКАНИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ И ПОЛОЖЕНИЕ В НИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В предыдущих разделах были рассмотрены структуры вулканических систем — природных лабораторий, в которых образуются месторождения полезных ископаемых.

Вулканическая система представляет собой активный петролого-структурно-морфологический комплекс, сложенный породами вулкана, его корней, очагов и фундамента. Вулканический очаг дифференцируется в пределах земной коры; разрывы фундамента служат магмодводящими каналами; нарушения, пересекающие вулканические образования, являются рудопроводящими структурами.

Реконструкция питающей и аккумулятивной структур вулканов позволяет различать многоярусное сложение вулканической системы,

разнообразной по составу и строению, но принадлежащей к единому вулкано-плутоническому комплексу.

Дайково-некковая структура питает жерловый комплекс эффузивного аппарата.

В вертикальном разрезе вулканической системы можно различить три основных этажа или уровня — вулканическая постройка, подводящие каналы и вулканический очаг. Вулканические породы и разрывные нарушения отвечают трем последовательным этапам формирования системы. Условия этих структурных уровней отличаются по термобарическому режиму, влияющему на состояние рудообразующих флюидов, на интенсивность взаимодействия компонентов газогидротерм друг с другом и с вмещающей средой. Особую роль играют изучение магматических очагов, путей поднятия глубинного расплавленного вещества к поверхности Земли и, наконец, условия и формы аккумуляции этого вещества на различных уровнях земной коры вплоть до земной поверхности.

Каждому уровню вулканической системы соответствуют определенные типы рудных формаций, а магматическая колонна вместе с ассоциированными месторождениями представляет собой рудно-вулканическую систему. К такому же выводу пришли Г. Н. Щерба, А. В. Кудрявцев, Р. Н. Малькова и др.

Рудные концентрации, приуроченные к различным уровням рудно-вулканической системы, сложены типоморфными рудными формациями, отличающимися структурно-морфологическими типами и набором полезных ископаемых. Формационная принадлежность месторождений определяется положением их в рудно-вулканической системе.

Рассматривая процесс вулканогенного рудообразования, авторы частично отходят от традиционного взгляда на процесс формирования рудных месторождений, согласно которому оруденения, образованные в связи с эффузивным магматизмом, четко обособляются от так называемых плутоногенных [11]. Факты свидетельствуют о тесной взаимосвязи процессов вулканогенного и плутоногенного рудообразования.

Условия локализации полезных ископаемых в пределах вулканической системы во многом зависят от степени ее замкнутости. Выход вулканической системы на земную поверхность определяет физическое состояние и динамику как самого расплава, так и рудоносных отщеплений; участие метеорных вод в процессе рудоотложения; насыщенность рудоносных флюидов; степень и скорость взаимодействия их с вмещающей средой и т. д. [14] и др.

В вертикальном разрезе вулканической системы на различных уровнях эти условия будут различными, приводя к зональному строению рудно-вулканической системы.

Каждый из рассматриваемых уровней отличается индивидуальными особенностями морфологии магмо- и рудоконтролирующих структур и термодинамическими условиями среды. Процессы минералообразования, протекающие в замкнутых, ограниченно замкнутых и открытых системах, и их физико-химическая сущность детально рас-

смотрены в работах Д. С. Коржинского, В. А. Жарикова, А. А. Маракушева, И. Д. Рябчикова и других исследователей.

Рудообразование представляет собой сложную функцию многих переменных. Состав, структура и форма месторождения, т. е. формационный тип полезного ископаемого зависит от тектонической позиции региона, характера разрывных структур, литологии среды рудообразования, глубинности развития процесса рудоотложения, типа проявления магматической деятельности и др. В свою очередь формы магматической активности определяются глубинностью зарождения магматического расплава, геотектоническим режимом данной территории, структурной подготовленностью среды проявления магматизма, петрологическими особенностями пород, пересекаемых разломами, подводящими расплав, и т. д.

Таким образом, число вариантов образования месторождения полезного ископаемого сопоставимо с числом партий на шахматной доске, и рассмотрение их, видимо, является задачей для математической геологии. В данной книге может быть предложена лишь принципиальная схема рудоносности вулканической системы.

При преобладании растягивающих усилий предпочтительно развиваются открытые системы, сообщающиеся с земной поверхностью, и формируются эффузивно-интрузивные комплексы при явном преобладании эффузивных фаций. Неполная магматическая колонна образуется при преобладании сжимающих сил, и в таких случаях расплавы, не достигая поверхности Земли, застывают на различных глубинах, формируя интрузивные тела.

Внедрение расплавов практически не бывает одноактным: магматические комплексы на всех уровнях имеют сложное строение, которое выражается в первую очередь многочисленными взаимопересечениями магматических тел и сложными сочетаниями структур. Как правило, степень сложности строения вулканической системы по направлению к более высоким уровням понижается за счет того, что целый ряд отщеплений от магматического очага застывает, не достигая поверхности.

Поэтому рудная минерализация на различных уровнях вулканической системы имеет специфические особенности, в основном структурно-морфологического плана. Меньшие изменения испытывает вещество месторождения: на различных уровнях системы (магматической колонны) часто встречаются месторождения одного и того же металла, в различных структурных условиях характеризующегося различной морфологией рудных тел, различными минеральными парагенезисами и формационными типами разного промышленного значения. Примерно с 70-х годов начали развиваться отдельные самостоятельные направления в металлогении, главные из которых были намечены Ю. А. Билибиным: общая, или теоретическая, региональная и специальная, или отраслевая, а также магматическая, или вулканическая. Анализ пространственных связей отдельных рудных формаций с определенными уровнями вулканических систем в сочетании с геологическим строением и глубиной эрозийного среза этих систем способствует локальному прогнозу полезных ископаемых и рациональному направлению геологоразведочных работ.

В таблице 1 учтены геологические обстановки, для которых типичны определенные магматические формации и основные уровни зональной вулканической (магматической) системы. Из геологических обстановок выбраны эвгеосинклинали (без подразделения на типы), эвгеоантиклинали или орогенные зоны и зоны активизации, в первую очередь рифтогенные структуры. Платформенные области не рассматриваются, поскольку в их пределах развиваются исключительно осадочные рудные формации. Возникновение трапповых, кимберлитовых и карбонатитовых комплексов относится к периодам тектономагматической активизации платформ и щитов.

Рассмотрим различные уровни рудновулканической системы и характерные для них рудные месторождения.

Месторождения абиссального уровня

Магматический очаг на абиссальном уровне дает начало всей вулканической системе и выносит на земную поверхность продукты расплевающегося глубинного расплава.

Под внутрикоровым очагом понимаем магматический бассейн, в котором накапливается расплав в земной коре и в результате дифференциации формируется широкая гамма магматических (как интрузивных, так и эффузивных) пород.

Из внутрикорового очага расплав в определенных геодинамических условиях может подниматься в верхние горизонты земной коры, вплоть до излияния на поверхность. Такие явления происходят в геосинклинально-орогенных областях, где встречаются магматические образования от альпинотипных гипербазитов до кислых и ультракислых лав. Иное дело — платформы, в пределах которых расплавы промежуточных очагов чаще всего не удаляются из очага, а дифференцируются и кристаллизуются *in situ*, причем часто весьма разнообразные продукты магматической дифференциации бывают локализованы. Таким образом, по-видимому, образуются так называемые расслоенные интрузии, а весь «продуктивный груз» магматического расплава обособляется на месте, в рудные горизонты или шшироподобные тела. От подобных крупных скоплений рудного вещества на небольшие расстояния могут «отжиматься» мелкие его порции с образованием жилоподобных дериватов.

Иногда глубинные магмы достигают поверхности платформы с образованием трапповых полей (Сибирь, Декан), кимберлитовых трубок (Якутия, Южная Африка).

В складчатых областях на уровне внутрикоровых очагов формируются месторождения типа Качканара, Гусева (железо), Кемпир-сая, Халиловки, Шоржи (хром) и др. К месторождениям внутрикоровых очагов на платформах относятся медно-никелевые месторождения Садбери, Норильска, Бушвельда и др.

Для примера рассмотрим месторождение Садбери (Канада). По А. Колеману, Ф. Гранту и др. оно сложено кварцитами, гранито-гнейсами архея и мощной толщей (более 10 км) протерозойского возраста, образующей синклинальный прогиб на архейском основании. К пересечению субширотных и субмеридиональных региональных

Схема размещения магматических и рудных формаций в вертикальном разрезе рудно-вулканических систем, проявленных в региональных условиях

Тип структурно-формационной зоны	Главные магматические формации	Уровень рудно-вулканической системы	Ведущие фациальные типы пород, вмещающих рудно-вулканическую систему	Главные типы рудовмещающих структур	Ведущие типы метасоматических процессов	Характерные рудные формации (формационные типы)	Примеры
Эвгесинклинальный	Базальтовая (трахибазальтовая), андезит-базальтовая, недифференцированная или слабодифференцированная	Вулканический	Туфы, лавы	Межвулканические депрессии; зоны межпластовых срывов	Пропилитизация	Серноколчеданная, кремнистая железо-марганцевая, медно-гематитовая и др.	Закавказье (СССР), Калифорния, Красное море, срединно-океанические хребты
	Базальт-андезит-липаритовая дифференцированная		" "	То же	"	Серноколчеданная, медно-цинковая колчеданная, свинцово-цинково-баритовая	Закавказье, Урал, Украина, Тува (СССР), Кипр, Япония
	Базальт-липаритовая контрастно-дифференцированная		" "	То же, реже секущие нарушения	Пропилитизация, окварцевание, серицитизация	Медно-свинцово-цинковая, иногда с баритом и редкими металлами	Кавказ, Урал (СССР), Испания, Западные штаты США
рифтогенный	Базальт-липаритовая	Вулканический придонный	Современные илы, туфы, алевритовые песчаники	Дно водоемов		Железо-марганцевая (конкреции), серебро-свинцово-цинково-барито-редкометаллическая (неуплотненные осадки)	Красное море, Челекен (СССР), Калифорния и др.
Эвгесинклинальный	Калибазальтовая	Субвулканический	Туфы, лавы, терригенные и карбонатные породы	Трещинные контакты даек и штокообразных тел	Скарнирование, хлоритизация, эпидотизация	Железорудная магнетитовая	Урал, Закавказье (СССР)
	Дунит-перидотитовая, дунит-пироксенит-габбровая	Гипабиссальный	Ультраосновные (и основные) породы глубинного облика	Секущие нарушения глубокого заложения, структуроограничивающие разломы	Серпентинизация, лиственитизация	Хром-платиновая, титаномагнетитовая, золоторудная, ртутная и др.	Урал, Закавказье, Саяны (СССР), Куба
	Перидотит-пироксенит-норитовая	Абиссальный	То же, «расслоенные» интрузии	Камеры, межпластовые зоны		Медно-никелевая	Норильск, Печенга (СССР), Садбери (Канада)
Рифтогенный — платформенный	Трапповая (базальт-долеритовая)	Вулканический — субвулканический — гипабиссальный	Эффузивы, малые интрузии, осадочные образования	Зоны контактов малых интрузий, бесструктурные обособления в магматических телах, межпластовые зоны	Скарнирование, ороговикование	Железорудная магнетитовая, полиметаллическая, графитовая, никель-кобальт-платиновая и др.	Сибирская платформа (СССР), Декан (Индия)
	Карбонатитовая (щелочная ультраосновная и основная)		Эффузивы, субвулканические тела, малые гипабиссальные интрузии	Кольцевые разломы, контакты нектонных залежей, жерловины вулканов, зоны разрывов и др.	Карбонатизация, альбитизация, микроклинизация и др.	Апатит-редкометаллическая железорудная, редкоземельная и др.	Сибирская платформа, Кольский полуостров (СССР), Южная Америка, СРВ и др.
	Кимберлитовая щелочная ультраосновная		Субвулканические и жерловые образования	Жилы, контакты даек, бесструктурные выделения	Аллитизация (синие земли, желтые земли)	Алмазоносная, редкоземельная	Сибирь, Якутия (СССР), ЮАР, Бразилия, Индия, Гвинея, Канада и др.

124	Тип структурно-формационной зоны	Главные магматические формации	Уровень рудно-вулканической системы	Ведущие фацальные типы пород, вмещающих рудовулканическую систему	Главные типы рудовмещающих структур	Ведущие типы метасоматических процессов	Характерные рудные формации (формационные типы)	Примеры
Рифтогенно-платформенный		Андезит-липаритовая, риолитовая	Вулканический	Туфы, лавы, экструзивы, эруптивные брекчии	Бесструктурные выделения в лавовых потоках, контакты жерлового заполнения	Алунитизация, окремнение, опализация, аргиллизация, сульфуризация, цеолитизация и др.	Ртутная и золотоопалитовая, сероносная, бороносная, магнетитовых потоков и др.	Камчатка, Закарпатье, Закавказье (СССР), Италия, США, ЮАР, Боливия, Перу, Чили, Япония, Новая Зеландия и др.
	Базальт-андезит-дацитовая	Андезит-трахиандезитовая		Туфы, лавы, озерные терригенные отложения	Стратиформные контакты	Проилитизация, карбонатизация	Медно-гематитовая, марганцевая, барит-свинцово-цинковая и др.	Закавказье, Казахстан (СССР), ФРГ, США, Турция, Япония и др.
Клиноватый		Андезит-дацит-липарит-гранит-гранодиоритовая	Вулканический — субвулканический	Туфы различного состава	Межвулканические депрессии, кольцевые и оперяющие разрывы, межпластовые зоны, зоны трещиноватости	Хлоритизация, серицитизация, окварцевание, алунитизация, альбитизация, сульфидизация и др.	Железорудная (гематитовая), барито-полиметаллическая, медноколчеданная, золото-кварцевая, сульфидная и др.	Закавказье, Казахстан (СССР), Япония, Мали, Испания, США, Турция, Иран
Эвгеанты		Базальт-андезит-сиенит-гранодиоритовая	Вулканический	Вулканогенно-осадочные породы, силлы, дайки	Кольцевые и линейные разрывы, зоны трещиноватости, межпластовые зоны	Проилитизация, серицитизация, окварцевание, сульфидизация и др.	Медно-полиметаллическая, барито-полиметаллическая, серноколчеданная	Закавказье (СССР)
		Базальт-андезит-габбро-монцит-сиенитовая	Субвулканический	Интрузивные тела, контактово-измененные породы, туфы	Штокверковые зоны	Окварцевание, серицитизация, скарнирование и др.	Медно-молибденовая, порфиоровая, золото-полиметаллическая, железорудная скарновая, полиметаллическая, скарновая и др.	Кавказ, Средняя Азия, Урал, Казахстан (СССР), США
		Габбро-диорит-плагиогранитовая	Субвулканический — гипабиссальный	Интрузивные тела, приконтактные зоны	Разрывные нарушения в околоинтрузивной зоне, контакты интрузивов	Хлоритизация, окварцевание, проилитизация, альбитизация, скарнирование	Железорудная скарновая, кварц-золото-рудная, полиметаллическая	Саяны, Прибайкалье, Урал (СССР), США
		Тоналит-плагиогранит-гранодиоритовая		Интрузивные и прорываемые ими породы различного генетического типа	То же	Скарнирование, хлоритизация, эпидотизация	Железорудная скарновая, молибден-вольфрамовая скарновая, медно-железорудная скарновая	Закавказье, Казахстан, Урал, Забайкалье (СССР)
	Габбро-диорит-гранодиоритовая	Субвулканический	То же	" "	Серицитизация, хлоритизация, березитизация	Золото-сурьмяная, золото-сульфидная, арсенидно-кобальтовая	Северо-Восток, Якутия (СССР)	
	Гранит-гранодиоритовая		" "	То же	То же, пегматиты	Окварцевание, грейзенизация, скарнирование	Редкометалло-флюоритовая, молибденовая, вольфрамовая, оловянная	Сибирь, Сихотэ-Алинь, Казахстан (СССР), США, Австралия

разломов в краевой части протерозойского прогиба приурочен рудоносный массив Садбери (1700 млн. лет), сформированный на глубине 2—3 км от поверхности. В плане он имеет форму овала с осью субширотного простираения в 60 км, в разрезе — форму опрокинутого конуса, вершина которого находится на глубине от 10 до 25 км от поверхности. По периферии подошва интрузива вскрыта буровыми скважинами на глубине 1,5 км и имеет центриклинальное залегание с углами 30—50°. Массив сложен дифференцированной серией пород ранней фазы внедрения: в основании его находятся кварцевые нориты, выше габбро-нориты, габбро и кварцевые габбро, переходящие в гранофиры. В нижней части интрузива Садбери залегает пластообразное тело авгитовых норитов и гиперстеновых габбро поздней фазы внедрения, сопровождающееся эруптивной брекчией, а также дайками диоритов и кварцевых диоритов, рассекающих подстилающую толщу пород лежащего бока.

Рудные залежи имеют пласто-, жилообразную и линзовидную формы. Они окаймляют массив Садбери по его периферии, отходя иногда в подстилающие породы на несколько километров. Размеры рудных тел значительные; достигают по простираению 610 м и по падению 730 м при мощности до 20 м. Выделяются бедные вкрапленные руды, образующие залежи линзовидной формы в основании ранних норитов, и богатые, слагающие жильные тела. Богатые руды сложены обломками вмещающих пород, сцементированных габбро-норитами и сульфидами. Главные рудные минералы — пирротин, пентландит, халькопирит и кубанит; второстепенные — магнетит, ильменит, никелистый пирит, герсдорфит, никелин, маухерит, хизлевудит, борнит, валлериит, сфалерит, галенит и станнин. Текстуры руд массивные, брекчиевые, сетчатые, вкрапленные и прожилковые. Структуры — гипидиоморфнозернистые, субграфические, каплевидные и решетчатые. Согласно А. Грейгу, первым из расплава выделялся магнетит, затем ильменит, далее пирит и арсенопирит (около 750 °С). Ниже стабильного состояния пирротина (650—600 °С) происходила его массовая кристаллизация с постепенным нарастанием количества выделявшегося пентландита. К концу процесса кристаллизации руд приурочено накопление халькопирита.

Существуют две гипотезы о генезисе месторождения Садбери: классическая — магматическая и новая — образования месторождения при падении крупного астероида. Бедные вкрапленные руды при первой гипотезе о происхождении Садбери в массивных норитах возникли при ликвации. Богатые массивные и брекчиевые руды образовались позднее при инъекции из остаточного очага, в котором происходила ликвация силикатно-сульфидного расплава.

Месторождения гипабиссального уровня

Магматические расплавы, поднимающиеся из зоны внутрикоровых очагов, в некоторых геодинамических условиях не достигают земной поверхности и кристаллизуются в виде гипабиссальных штоков, лакколитов или даек. В кровле интрузий формируются ослаб-

ленные трещинные зоны и изгибы с отслаиванием осадочных пород. Все эти нарушения — благоприятные пути циркуляции флюидов. В теле интрузивов возникают контракционные трещины, иногда продолжающиеся в породах кровли.

Таким образом формируются штокверковые и жильные рудные тела среди «пропариваемых» вмещающих толщ и эндоконтактных частей рудоносных интрузивов. Важное металлогеническое значение имеет образование скарнов, благоприятных для отложения железа, меди, свинца, цинка и т. д.

Месторождение Панаскуейра (Португалия). Залегает в песчано-сланцевой толще верхнего протерозоя — нижнего палеозоя, смятой в пологие складки и осложненной дорудными сбросами. Куполовидная интрузия сложена мусковитовыми гранит-порфирами гипабиссальной фации.

Рудные тела сложены серией пологих кварц-вольфрамитовых жил, залегающих параллельно кровле массива среди роговиков и иногда проникающих в граниты. Они выполняют трещины отрыва, образуя системы сближенных субгоризонтальных линз общей протяженностью до 8 км при ширине до 800 м. Размеры отдельных рудных тел десятки — сотни метров в поперечнике при средней мощности 0,3—0,5 м, в раздувах 2—3 м.

Главные рудные минералы — вольфрамит и касситерит; второстепенные — арсенопирит, антимонит, халькопирит и пирит; жильные — кварц, а также топаз, мусковит, сидерит, кальцит и кварц. Текстуры полосчатые, массивные и друзовые; структуры — кристаллические, радиально-лучистые и коррозионные. Гидротермальное изменение вмещающих роговиков заключается в турмалинизации, окварцевании и серицитизации. Выделяются следующие стадии минералообразования: турмалин-топазовая с касситеритом, кварц-вольфрамитовая, сульфидная и заключительная кварц-карбонатная. Ранние рудные ассоциации, по А. Кларку, отлагались при высоких температурах (610—490 °С) и давлении 100—50 МПа. Зональность заключается в том, что в центральных частях пучков жил преобладает вольфрамит, а по их периферии (сверху, снизу и на флангах) руды становятся смешанными вольфрамит-касситеритовыми.

Депутатское (Якутия). Территория месторождения, по Б. И. Флеорову и др., сложена ороговикованными пологозалегающими терригенными отложениями верхней юры, слагающими южное крыло субширотной синклинали. Месторождение приурочено к кровле позднеюрского гранитоидного массива, роговики которой пронизаны многочисленными позднемеловыми дайками кварцевых порфиров, диоритов и диабазовых порфиритов.

В сколовых трещинах локализована серия рудных жил, длина их десятки — сотни метров при мощности 0,1—1 м, штокверков в верхних горизонтах мощностью в десятки метров, рудных столбов и оруденелых зон дробления, прослеживающихся на многие сотни метров при мощности до 10 м. Рудные тела имеют субширотное простирание и резкое уменьшение по падению количества жил и их мощности.

Главные минералы: рудные — касситерит и пирротин; жильные — кварц, турмалин и хлорит; второстепенные — вольфрамит, арсенопирит, пирит, халькопирит, сфалерит, марказит, манганосидерит, сидерит, анкерит, серицит, аксинит и топаз. Текстуры руд — брекчиевые, полосчатые, друзовые и кокардовые.

Рудообразование протекало в несколько стадий: 1) кварц-турмалиновую; 2) касситерит-силикатно-кварцевую; 3) сульфидную (пирротинную); 4) сульфидно-карбонатную; 5) карбонатную. Изменение вмещающих пород выражено окварцеванием, турмалинизацией и хлоритизацией. Первичная зональность связана с интрузией гранитоидов: центральная зона сложена касситерит-кварц-турмалиновыми рудами, нижняя граница которых начинается в 100 м от контакта гранитов, средняя — касситерит-хлорит-сульфидными рудами, еще более удаленными.

Месторождение Маноно-Китотоло (Заир). Район месторождения слагают слюдястые сланцы среднего—верхнего протерозоя с горизонтами кварцитов (группа Кибара), интродуцированные гранитами (послеурундийскими, по Н. Кьюну и И. Риджу). Крупные пегматитовые тела, залегающие несогласно, при ширине от 30 до 400 м имеют длину до 5 км каждое. Их сопровождают многочисленные мелкие апофизы пегматитов. От периферии к центру в них наблюдаются три зоны: 1) кварцевая с мусковитом (или без него), 2) альбит-аплитовая и 3) натро-литиевая. Скопления касситерита в первой зоне приурочены к участкам развития мусковита. Во второй зоне встречаются мусковит, флюорит, апатит и касситерит (в незначительном количестве). Третья зона образует основную массу пегматитовых тел. Главные минералы — кварц, сподумен, альбит и мусковит. Сподумен представлен призматическими кристаллами длиной 3—10 мм и более поздними по времени выделения кристаллами уплощенной формы от 5 см до нескольких метров в поперечнике. Акцессорные минералы сподуменовой зоны — касситерит, колумбит-танталит, апатит, флюорит, циркон, рутил, торолит, леллингит, арсенопирит, пирит, ильменит, окислы железа и марганца, отенит.

Каджаранское месторождение (Армянская ССР). Территория этого месторождения сложена почти на 80 % монцититами и гранодиоритами, представляющими часть крупного Мегри-Ордубадского «плутона» (по С. С. Мкртчяну и др.). Встречаются сиениты, сиенито-диориты и габброиды, а также секущие жило- и дайкообразные тела аплитов, пегматитов, порфиоров. Формирование массива от позднего эоцена до раннего миоцена происходило в течение пяти фаз.

Массив приурочен к мощной зоне разлома, разграничивающего складчатый пояс Армении (Памбак-Зангезурскую антиклинорную зону) от примыкающего с запада Еревано-Ордубадского прогиба.

Мегри-Ордубадский «плутон» представляет собой крупный штокообразный батолит, прорывающий палеогеновую вулканогенно-осадочную толщу, сложенную в основном андезито-базальтами с щелочной тенденцией. К. А. Карамяном описаны плагиоклаз-пироксеновые, плагиоклаз-пироксен-роговообманковые базальты, андезито-базальтовые порфириты, диабазовые порфириты и их вулканокластические аналоги, туффиты, туфопесчаники, туфоконгломераты.

В контактовых зонах плутона сформирована полоса роговиков (пронизанных дайками) мощностью до 400 м. Жилы и апофизы проникают из плутона во вмещающую толщу.

Рудное поле слагают породы монцонитового ряда. В эндоконтактной зоне полоса мощностью до 50 м представлена мелкозернистыми диоритами. В апикальных частях массива развиты крупно- и гигантозернистые пегматоидные разновидности монцонитов.

Небольшие штоки и жилы монцонитов по составу разнообразны и образуют возрастной ряд: жильные пироксениты — жильные плагиоклазиты — габбро и габбро-диориты — мелкозернистые монцониты — среднезернистые жильные гранодиориты — мелкозернистые лейкократовые микросениты, диабазовые дайки.

Контактные роговики имеют зональное строение: плагиоклаз-пироксеновые, плагиоклаз-роговообманковые и хлоритовые, соответствующие различным температурным ступеням контактового метаморфизма. Вблизи контакта с интрузивом роговики обогащены биотитом, а в некоторых случаях появляется турмалин, находящийся в тесной ассоциации с биотитом и роговой обманкой. Отмечено обогащение SiO_2 и щелочами.

В пределах рудного поля распространены метасоматиты, образовавшиеся стадийно. С самыми ранними комплексами связаны амфиболитизация, биотитизация, турмалинизация и грейзенизация. Позднее происходили эпидотизация, альбитизация, окварцевание.

Основная рудоконтролирующая структура — крупный разлом, определивший локализацию как самого «плутона», так и рудного поля в целом. Разлом представляет собой полосу интенсивно перемятых пород, мощность которой достигает 150 м. На месторождении выделена серия нарушений второго порядка, оперяющих главный разлом.

В локализации гидротермально измененных пород в рудном поле большую роль играют как тектонические нарушения, так и дайковые образования, кварцевые и карбонатные жилы.

Выделен ряд рудных участков, отличающихся определенными типами оруденения в монцонитах и в контакте с порфирированными гранодиоритами развитого в виде штокверков, вкрапленности, жил и трубообразных рудных тел.

Крупные концентрации медно-молибденовых руд контролируются зонами трещиноватых и брекчированных монцонитов вдоль мощных и протяженных даек жильных порфиров с повышенным содержанием меди и молибдена.

Штокверковое оруденение имеет форму пологого линзовидного тела и зонально по мере удаления от основного рудоконтролирующего разлома руды становятся все беднее, а сам штокверк расчленяется на отдельные линзы; в этом же направлении сокращается содержание молибдена и возрастает относительное количество меди. Штокверковые тела рассекаются кварцево-рудными жилами, прослеживающимися на большую глубину. Установленный на месторождении вертикальный размах оруденения превышает 800 м, а глубина формирования месторождения К. А. Карамьяном определяется интервалом 1900—2200 м от дневной поверхности.

С породами Мегри-Ордубадского «плутона» связано несколько месторождений медно-молибденовой формации промышленного значения: Агаранское, Дастакертское, Айгедзорское и др., а также установлен ряд проявлений прожилково-вкрапленной и жильной медной минерализации — Джиндаринское, Алагюнейское, Шорджурское, Мегригетское и др.

Месторождения сформированы, по К. А. Карамяну, в течение 7—10 стадий, в зависимости от местных условий. На Каджаранском месторождении выделено 10 стадий рудообразования с последовательным образованием кварца, магнетита, молибденита, халькопирита, висмутита, эмплектита, виттихенита, энаргита, теннантита, сфалерита, галенита, тетраэдрита, различных теллуридов и др.

По К. А. Карамяну, оруденение меди и молибдена локализуется в эндо- и экзоконтактных частях магматических тел и контролируется зонами тектонических нарушений.

Дзамское месторождение (Грузинская ССР). Вдоль шарнира крупной антиклинальной складки, осложненной надвигом, на поверхность выведены вулканогенные и карбонатные отложения позднего мела и флишевая толща палеоцена — раннего эоцена, перекрытые мощными среднеэоценовыми вулканогенными образованиями. В контакте с штокообразным интрузивом габброидиоритов карбонатные породы мраморизованы и превращены в роговообманково-магнетитовые скарны, а силикатные осадочные породы — в пятнистые роговики.

Основной тип рудной минерализации — магнетитовые скарны (до 50 % магнетита). По данным Е. М. Абамелик, В. Р. Надирадзе и др., гранатовые, гранат-эпидот-магнетитовые, магнетит-эпидотовые, пироксеновые скарны имеют горизонтальную зональность по отношению к интрузиву. На скарны наложены гидротермальная небогатая минерализация халькопирита, пирротина и пирита. По данным М. Д. Купарадзе, в ней в качестве редких минералов устанавливаются кобальтин, молибденит, марказит, мельниковит-пирит, раммельсбергит, сафлорит, бравоит, герсдорфит, виоларит и зигенит. В парагенезисе нерудных минералов, кроме кварца, карбонатов, хлорита и прецита, встречаются цеолиты и гипс.

Тектурные типы руд: массивные, пятнисто-вкрапленные, брекчиевые и брекчиевидные, полосчатые и прожилковые.

Тас-Казганское месторождение графита сложено изверженными породами и нерасчлененными осадочно-метаморфическими образованиями силура и девона.

Залежи графита приурочены к контактам и межпластовым телам габброидов среди карбонатных пород. Около 100 рудных тел образуют зону графитизации (3000 м × 100 м) и сконцентрированы в замковых частях Тас-Казганской синклинали.

Золото-вольфрамовые **месторождения округа Боулдер** в США расположены в передовом прогибе, на границе с Северо-Американской платформой, в северо-восточной части Колорадского рудного пояса. Прогиб отделяет плато Колорадо от платформы, а месторождения находятся в зоне широтных разломов Пайонир и Мендосино.

Толща докембрийских кристаллических сланцев, гнейсов и несогласно налегающих на них кварцитов интродуцирована кварцевыми монзонитами, формирование которых сопровождалось внедрением мелких тел аплита и пегматита. Докембрийский комплекс пересечен раннетретичными крутопадающими дайками монзонит-порфиоров, фельзитов, лимбургитов «порфирирового пояса Колорадо», шириной около 15 км.

Золото-вольфрамовое оруденение связано с третичной тектономагматической активизацией контролирующего Колорадский рудный пояс глубинного разлома, заложенного в докембрии и прослеживающегося в пределах платформенных структур.

Рудные поля приурочены к крупным разломам сбросового характера, вмещающим пояса крутопадающих даек, обычно основного состава. Во время интенсивных движений по многочисленным сбросам внедрялась магма и отлагались руды вольфрама, связанные в основном с субширотными малоамплитудными сбросами и трещинами.

Рудные тела представлены минерализованными зонами дробления и жилами в трещинах отрыва, кварцевые жилы выполняют сбросовые трещины и выклиниваются на глубине до 100 м.

Ферберит цементирует обломки вмещающих пород и парагенетически ассоциирован с более поздним золотом и сульфоантимонитами серебра. В руду входят также халцедон, флюорит, карбонаты, адуляр, шеелит, блеклые руды, теллуриды золота и серебра, повеллит, железистый вольфрамит. Текстура руд друзовая, гребенчатая, структура мелкозернистая. Рудные столбы разобщены пустой породой и локализованы в местах изменения залегания жил и пересечения ими даек хрупких пород. Рудные столбы выклиниваются в 30 м от поверхности и лишь в редких случаях прослеживаются до 200 м.

В месторождении Нидерланд округа Боулдер — важнейшем поставщике вольфрама — богатые рудные жилы пересекают контакт докембрийского плутона с кристаллическими сланцами и приурочены к контактам даек.

Последовательность минерализации: 1) сереброносные жилы; 2) пиритовые жилы с непромышленным содержанием золота; 3) жилы с теллуридами золота (иногда с ферберитом); 4) вольфрамоносные жилы; 5) непромышленная свинцово-цинково-серебряная минерализация, встречающаяся местами на флангах вольфрамоворудных жил.

Каждый тип оруденения коррелируется с определенными сериями пород. Молодые дайки латитовых порфиоров почти синхронны с золото-теллуридной и вольфрамовой минерализацией, некоторые дайки пересекают жилы с золотоносным пиритом и ранние генерации кварца вольфрамоносных жил. Дайки интрузивной брекчии биотитовых латитов пересекают жилы свинцово-цинковой руды и роговиков с золотоносным пиритом. Дайка лимбургита пересекает ранние генерации роговиков вольфрамоворудных жил. Вблизи жил гранит серицитизирован, окремнен и пиритизирован. По Т. Ловерингу и А. Твето, приуроченность месторождений к передовым прогибам с пониженной мощностью сиалической коры, а также геохимические данные свидетельствуют о возможной связи оруденения с базальтовой маг-

мой и образовании их при t° 200—300 $^{\circ}$ C и давлениях менее 98 Па. **Вольфрам-молибденовое месторождение Караоба** (Центральный Казахстан) связано (по Л. Фролову, С. Белову и др.) с позднепалеозойской кольцевой вулкано-плутонической структурой многофазным внедрением рудоносных лейкократовых гранитов с повышенным содержанием калия.

Оруденение приурочено к дугообразному выступу гранитного массива и к его контакту и образовано в условиях чередования, сжатия и растяжения, сопряженных со сменой вулканических и плутонических процессов.

Жильно-штокверковое оруденение сочетается с крутопадающими кварцевыми и полевошпат-кварцевыми жилами и сопровождающими их околожильными грейзенами, штокверками и грейзеновыми залежами у кровли. Штокверки подчинены системе наиболее крупных жил с наиболее высокой плотностью прожилков рудоносной породы. Комплексные руды: вольфрамит, минералы висмута, молибденит и касситерит.

Зона продуктивной минерализации залегает согласно кровле гранитоидных куполов. Стадиальная зональность оруденения выражается в раннем развитии существенно молибденового оруденения в надинтрузивной зоне вмещающих липаритов и в выступах гранитных куполов, олово-вольфрамового — в прикровлевых грейзеновых залежах и заключительного — висмут-вольфрамового — внутри гранитного интрузива. Эти минеральные ассоциации местами пересекаются межрудными дайками лейкогранитов.

Глубина эрозионного среза Караобинского интрузива не превышает 200—250 м, а общий послерудный эрозионный срез — около 2000 м. Вертикальный размах оруденения достигает 1000 м.

Спокойнинское месторождение вольфрама (СССР), по данным В. В. Дистлера, сложено вмещающей толщей песчано-сланцевых метаморфизованных пород среднего палеозоя, прорванной позднеюрскими биотитовыми и лейкократовыми гранитами, образующими три обособленных купола. Хангилайский массив в центре рудного поля сложен биотитовыми и двуслюдяными гранитами; Хуху-Челотуйский — фтористыми гранитами и Спокойнинский купол — альбитизированными и грейзенизированными гранитами с апофизами, занимающими площадь 0,6 км². В экзоконтактах куполов развита серия кварц-касситерит-вольфрамитовых жил. Ксенолиты метаморфизованных пород указывают на неглубокий эрозионный срез купола. С удалением от кровли грейзенизация постепенно уменьшается, сменяясь альбитизированными гранитами. Нижние горизонты массива до глубины 450 м сложены крупнозернистыми микроклинизированными гранитами с мусковитом.

В глубь массива (по А. А. Беусу и др.) намечается следующая вертикальная зональность: мономинеральная кварцевая зона; кварц-мусковитовая зона; кварц-мусковит-альбитовая зона; альбитизированный гранит; микроклинизированный гранит. В кровле купола среди мусковит-кварцевых и альбит-мусковит-кварцевых грейзенов залегают грейзены сложного типа.

Грейзенизированные граниты и грейзены с неравномерной вкрапленностью вольфрамита содержат концентрацию оруденения, которая зависит от степени грейзенизации и кончается на глубине 200 м. В грейзенизированных гранитах выделяется изометричная рудная залежь со сложным строением, с кондиционным содержанием вольфрамита, приуроченного к серии пологозалегающих тел мощностью от 1 до 30 м, разделенных слабо оруденелыми породами мощностью до 60 м.

Второй тип оруденения — кварцевые жилы и прожилки с вольфрамитом — развит как в массиве, так и в кровле. Среди них можно выделить: 1) кварц-полевошпатовые жилы, локализованные в гранитах; 2) пологие маломощные жилы и прожилки, залегающие в зоне развития грейзенов; 3) крутопадающие жилы сложного состава с внутрижильным метасоматозом, представленным мусковит-кварцевыми грейзенами с локальными слюдястыми грейзенами.

В составе грейзеновых зон и кварцевых жил главный рудный минерал — вольфрамит, а подчиненное значение имеют касситерит, лиллианит и бисмутит. В кварцевых жилах, залегающих в гранитах, в незначительных количествах развиты пирит и арсенопирит. В жилах кровли наряду с пиритом и арсенопиритом появляются сфалерит и халькопирит. Вольфрамит вкраплен в грейзенах и грейзенизированных гранитах и образует небольшие скопления в кварцевых и мусковитовых прожилках и гнездах. От ранних генераций вольфрамита к поздним постепенно возрастает его марганцовистость и содержание тантала и ниобия.

Вольфрамовое месторождение Циновец в Чешском срединном массиве приурочено к апикальным частям гранитных куполов литий-фтористого типа. В контакте штока «рудногорских» гранитов с покровом теплицких кварцевых порфиров развита пегматоидная зона мощностью 0,05—1,6 м. Текстуры руд чаще всего массивные, реже полосчатые и брекчиевидные. В жилах и грейзенах касситерит преобладает над вольфрамитом, и их содержание уменьшается с глубиной. Для вольфрамита и касситерита характерна примесь ниобия, тантала и скандия.

Грейзенам и гранитам присущи процессы калишпатизации, серицитизации, сульфидизации, гематитизации и флюоритизации, свидетельствующие о длительном и сложном образовании месторождения.

Месторождение вольфрама Сильвер-Хилл (США). Домезозойские пегматиты и кварцевые жилы с шеелитом и вольфрамитом локализируются в кварцитах и кристаллических сланцах архея, секущихся мезозойскими телами гранитоидов, которые сопровождаются дайками аплитов, пегматитов и кварцевых жил. В приконтактной зоне гранитоидов сформировались силлиманит-биотитовые и другие сланцы с прослоями графит-андалузитовых сланцев и кварцитов. Силлиманит-андалузитовые и кварц-полевошпатовые пегматиты содержат минералы олова и вольфрама, а кварцевые жилы лишь вольфрамит. Широко распространены биотит-турмалиновые пегматиты, секущие рудоносные пегматиты.

Пегматитовые жилы группируются в четыре зоны. В первых двух развиты преимущественно силлиманит-андалузитовые, в двух дру-

гих — кварц-полевошпатовые пегматиты. Рудоносные пегматиты выклиниваются на глубине первых десятков метров, либо переходят в кварцевые жилы. Руда представлена: ферберитом, шеелитом и касситеритом, во вмещающих сланцах вблизи пегматитовых жил, находящихся в ассоциации с турмалином, алюмосиликатами, слюдами и кварцем.

С пегматитами ассоциируют многочисленные линзовидные жилы кварца с вольфрамитом, шеелитом, местами с пиритом. Большинство жил находится в сланцах, в гранитах отмечаются небольшие неправильные скопления кварца с шеелитом и вольфрамитом. В рудоносных пегматитах и кварцевых жилах преобладает шеелит, по которому развивается вольфрамит.

Дашкесанское месторождение магнетита расположено в Сомхето-Карабахской зоне Малого Кавказа.

Среднеюрские отложения Дашкесанской синклинали представлены кварцевыми порфирами и их туфами, туфоалевритами, кварцевыми и магнетитовыми туфопесчаниками, агломератовыми туфами с псаммитовыми прослоями, порфиритами, туффитами и туфоконгломератами. Верхнеюрская толща сложена аргиллитами, песчаниками и мергелями, на которых залегают агломератовые туфы, известковистые туффиты и туфобрекчии, известняки. Синклиналь прорвана многофазовым габбро-гранитоидным интрузивом, перекрытым верхнемеловыми песчаниками и мергелями.

Интрузив образован в четыре фазы: 1) габбро, габбро-сиениты, кварцевые диориты и сиенито-диориты; 2) адамеллиты, гранодиориты, сиенит-диориты; 3) дайки и более крупные тела аляскитов и гранит-аплитов; 4) дайки диабазов, диабазовых порфиритов, лампрофиров.

Пластообразные скарново-магнетитовые залежи сосредоточены в верхнеюрских отложениях.

Вмещающие породы ороговикованы, скарнированы и образуют низкотемпературные метасоматиты. Среди рудных скарнов различают гранат-пироксеновые с магнетитом, гранатовые с магнетитом, гранатовые с гематитом и магнетитом, дашкесанитовые с магнетитом.

Коршуновское железорудное месторождение (Восточная Сибирь) сложено нижнепалеозойскими осадочными и вулканотерригенными породами нижнего триаса, траппами и метасоматическими скарново-силикатными и карбонатными образованиями.

Породы трапповой формации — долериты и базальты образуют крутопадающие и пологие дайки и межпластовые тела (силлы).

С нарушениями фундамента Сибирской платформы связаны железорудные месторождения, расположенные в узлах разрывов.

Коршуновское месторождение приурочено к крупной антиклинальной складке, разбитой многочисленными тектоническими нарушениями. В пределах месторождения выделяется грабен-синклиналь с наибольшим опусканием в рудной зоне.

Столбообразная залежь, локализованная в крутопадающей тектонической зоне, прослежена на всех уровнях геологического разреза, но масштабы оруденения в ней различны.

Особенности размещения руд свидетельствуют о приуроченности к определенным пластам вмещающих пород, что определяет их минеральный состав. В рудах крутопадающей залежи в силикатной части преобладают пироксен, гидрослюды, менее распространен гранат, присутствуют эпидот, хлорит, серпентин. По количественному соотношению минералов выделяются хлорит-гидрослюдисто-пироксен-магнетитовые, хлорит-магнетитовые и хлорит-пироксен-кальцит-магнетитовые руды.

В пологозалегающей рудной залежи, образовавшейся метасоматическим путем по осадочным породам, выделяются хлорит-пироксен-магнетитовый и кальцит-хлоритовый типы руд. Руды хлорит-серпентин-кальцит-магнетитового состава отличаются от руды, сформированной по соленасыщенным и сульфатизированным осадочным породам, и характеризуются хлорит-магнетитовым составом.

Вольфрамовое месторождение Сало (Франция) (по М. Фонтею и др.) находится у контакта позднегерцинского интрузива гранодиоритов, прорывающего интенсивно дислоцированные геосинклинальные отложения герцинид: девонские известняки, глинистые и мергелистые сланцы, углистые сланцы, карбонатные породы и более древние терригенные породы ордовика.

Осадочные породы метаморфизованы у контактов с гранитами: карбонатные породы перекристаллизованы с образованием скарнов актинолита, тремолита, эпидота, хлоритов и сульфидов; в терригенных отложениях развиты слюды и хлориты.

Рудное поле охватывает юго-восточную зону небольшого изометричного интрузива гранодиоритов.

Месторождение образовано в три этапа: 1) магматический — внедрение интрузива гранодиоритов и метаморфизм карбонатных пород без их ассимиляции; 2) послемагматический — метасоматизм-инфильтрационные скарны клинопироксен-гранатового состава постепенно сменяются в передовой зоне перекристаллизованными известняками, сохранившими первичную полосчатую текстуру; шеелит локализован с измененным пироксеном, реже — в контактах с гранатом и эпидотом; 3) гипергенный — преобразование скарнов и отложение позднегидротермальной минеральной ассоциации в зоне контактово-метасоматических пород; минеральный парагенезис этого этапа составляют кварц, кальцит, альбит, мусковит, эпидот, актинолит. Последний этап разделен на три стадии: а) серицитизация и альбитизация алюмосиликатных пород и актинолитизация и эпидотизация скарнов; б) отложение сульфидов (пирротин, халькопирит, пирит, арсенопирит) и позднего шеелита; в) отложение послерудных прожилков пренита в алюмосиликатных породах и кварцево-карбонатных прожилков в скарнах.

Месторождения субвулканического уровня

Субвулканические тела в вулканических областях широко развиты и характеризуются исключительным разнообразием морфологии и химико-минералогического состава. С ними связаны многочисленные и разнообразные месторождения, среди которых наиболее важ-

ны руды цветных и благородных металлов. Рудоконтролирующие штоки, дайки, силлы, жилы имеют порфиридные структуры и сложены кислыми, средними и основными породами.

Для субвулканического рудно-магматического уровня типично отсутствие четких границ с вышележащими вулканическими постройками и постепенные переходы к месторождениям, локализующимся в вулканических структурах. Таковы месторождения Алавердского, Привольнинского рудных районов Армении, Маднеули-Паладаурского района в Грузии и т. д.

Полиметаллические и серноколчеданные месторождения Аджарии. Жильные месторождения меди, свинца и цинка в Аджарии локализованы концентрически в ореоле Мерисского сиенито-диоритового интрузива.

Геологическая структура рудного поля определяется развитием вулканогенных образований среднего и верхнего эоцена, смятых в линейные складки и прорванных одновозрастными Мерисским и Намонастревским интрузивами. Последние сопровождаются серией мелких сателлитов, лежащих по простиранию главных складчатых структур и направлению регионального Аджарисцхальского надвига. Косям наиболее крупных складок приурочены положительные ундуляции с выходами интрузивных пород. В рудном поле широко распространены мелкая складчатость и концентрические и радиальные разрывные и сколовые нарушения.

Медзибна-Лоднарские месторождения расположены в южном крыле Аджарисцхальской синклинали среди пород среднего эоцена и по масштабу наиболее крупные. Они относятся к кварц-халькопирит-галенит-сфалеритовому минеральному типу и расположены в удалении от контактов интрузива не менее чем на 0,8—1 км. Рудовмещающие разрывы по простиранию прослеживаются на первые сотни метров, редко достигая 1,5 км (Оболо—Канлы-Кая); иногда они прямолинейны, но чаще всего отличаются извилистостью и наличием ответвлений. В блоках между отдельными кварцево-сульфидными жилами, содержащими богатое оруденение, имеются зоны прожилково-вкрапленной менее богатой минерализации. Околорудные изменения представлены пиритизацией и околожильной пропилитизацией.

Рудные жилы мощностью до 3—4 м круто наклонены в сторону от интрузива и имеют четковидную форму с зальбандами. На глубине образованы зоны прожилково-вкрапленного оруденения с постепенными переходами в безрудные вмещающие породы.

Т. В. Иваницким, В. Р. Надирадзе, Т. А. Твалчрелидзе определены гипогенные минералы и элементы-примеси.

Месторождения Вайо-Сурнальского участка расположены на северной периферии Мерисского интрузива в породах нададигенской свиты (Вайо и рудопроявления Сурнали и Водораздельное).

Оруденение приурочено к разрывам близширотного простирания, сопровождающимся мощными (до 300 м) зонами дробления, кливажа и гидротермального изменения.

Рудная зона месторождения Вайо прослежена более чем на 500 м и содержит рассеянную прожилково-вкрапленную минерализацию барит-сфалерит-галенитового типа. Изредка встречаются небольшие (до

1,5 м) гнезда и линзы богатых полиметаллических руд. Из жильных минералов преобладает кальцит, в отличие от месторождений Медзибна-Лоднарского участка, где основную роль играет кварц. В целом содержание металлов по месторождению низкое, в рудах преобладают барит и галенит.

На рудопроявлениях Сурнали и Водораздельное, расположенных ближе к контактам Мерисского интрузива, заметную роль играют сфалерит и халькопирит.

Следует отметить, что по всем признакам группа месторождений Вайо-Сурнали размещена на самых высоких уровнях вертикального разреза субвулканической зоны.

Рудопроявления Учамбского участка локализованы в северо-восточной части Мерисского рудного поля в породах адигенской свиты в бассейне р. Тбети и представлены кварц-пирит-халькопиритовым минеральным типом.

Рудовмещающие породы сильно дислоцированы, раздроблены, прорваны многочисленными магматическими телами и подвержены интенсивной постмагматической переработке — серицитизированы, грейзенизированы, ороговикованы, пиритизированы. Среди сильно измененных пород развиты вкрапленные руды и гнезда пирита, в которых отмечаются прожилки халькопирита, сфалерита, галенита, а также магнетит, гематит и молибденит.

Чармитанское месторождение. Рудное поле сложено складчатыми нижнесилурийскими вулканогенно-осадочными породами, (алевролитами, глинистыми сланцами и песчаниками, туфопесчаниками и туфоалевролитами), прорванными среднекарбонными диоритоидами. Менее распространены карбонатные породы и углистые сланцы с силлами габбро-диабазов.

Интрузив пироксен-роговообманковых и роговообманковых сиенито-диоритов сецется гранодиоритами, вблизи от контакта с которыми сиенито-диориты обогащаются кварцем. В пределах рудного поля развиты дайки кислого, среднего и основного составов.

Рудоконтролирующие разрывы субширотного простирания оперяют зону смятия и вмещают рудные тела, представленные кварцевыми жилами и линейными зонами прожилково-вкрапленной сульфидно-кварцевой минерализации. Жилы локализуются в эндоконтактной части интрузива.

Рудные минералы — пирит, арсенопирит, шеелит, вольфрамит, сфалерит, галенит, халькопирит, антимонит и др. Самородное золото находится в тесной ассоциации с пиритом, пирит-мельниковитом и арсенопиритом.

Каракутанское месторождение (Казахская ССР) расположено в зоне смятия, пересекающей нижнепалеозойскую вулканогенно-осадочную толщу, сложенную метаморфизованными породами — кварцево-сланцевыми, хлоритовыми, кремнистыми, слюдястыми, глинисто-сланцевыми, кварц-хлоритовыми, кварцево-сланцево-графитистыми сланцами, мраморизованными и доломитизированными известняками и кварцитами. Магматические породы сложены дайками кварцевых альбитофиров, кварцевых диорит-порфиритов, гранодиорит-порфиритов и лампрофиров. Наиболее распространены кварцевые дио-

ритовые порфириды, образующие пучки и полосы согласных и секущих тел.

По многочисленным нарушениям развиваются кварцевые и кварц-полевошпатовые жилы, различные брекчии и дайки, в том числе кварц-турмалиновые.

Оруденение приурочено к системе крутопадающих кварцевых жил и зон окварцевания в ассоциации с дайками диоритов и лампрофиров. Кварцевые золотоносные жилы совмещены с кварц-турмалиновыми.

Различается два типа кварцевых жил — согласные и секущие. Они сложены темным, иногда черным кварцем с редкими включениями полевого шпата, пирита и халькопирита; их протяженность достигает 200 м. Золотоносны секущие кварцевые жилы. В кварцево-сланцевых сланцах зоны окварцевания с золотом значительно более бедны им, нежели в кварцевых жилах.

Текстуры руд: массивная, прожилковая, брекчиевая, полосчатая, пятнистая. Главные минералы: кварц, пирит, арсенопирит, электрум, золото, турмалин, альбит; реже встречаются галенит, кальцит, серицит, фуксит; очень редки халькопирит, пирротин, сфалерит, блеклая руда, джемсонит, буланжерит, шеелит и др.

Околорудные изменения: окварцевание, серицитизация, хлоритизация и пиритизация.

Желтореченское месторождение меди (Армянская ССР) (рис. 9). Участок сложен вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями среднего эоцена, которые подразделяются на две свиты: нижнюю (тонкослоистые туффиты с прослоями известняков) и верхнюю (андезито-базальты, андезиты, кварцевые андезиты и их вулканокластиты). Рудные тела представлены кварцево-сульфидными жилами, гнездами и прожилково-вкрапленными зонами и локализованы в северной зоне дробления, которая заключена в блоке между полосой развития субвулканических дацитов, липарито-дацитов и зоной надвига и при северном падении прослежена на расстоянии до 20 км при мощности до 200 м.

Джандарчайское полиметаллическое рудопроявление (Южная Грузия) — Локская подзона Сомхето-Карабахской металлогенической зоны. Площадь рудопроявления сложена кварцевыми диоритами палеозойского возраста. На древние кристаллические образования трансгрессивно налегают слюдястые сланцы и песчаники лейаса с прослоями туффитов и светлых известняков. В кристаллических породах палеозоя установлены многочисленные дайки и жилообразные тела диабазов, диабаз-порфиритов, кварцевых порфиритов, гранит-аплитов.

В верховьях одного из правых притоков р. Джандар-чай обнажается небольшая интрузия серого крупнозернистого кварц-роговообманкового диорит-порфира, по мнению О. Г. Барач, В. А. Симонова и др., сходного с палеогеновыми дацитами, изученными в других районах Сомхето-Карабахской зоны и датирующимися палеогеном.

Оруденение локализовано в зонах дробления среди древних кристаллических пород в периферии указанного кварц-роговообманкового диорит-порфира и представлено 15 рудными жилами. Структура

руд брекчиевая, реже полосчатая и вкрапленная. Жильное выполнение — обломки кварцевых диоритов и редко кварцевых порфиров, сцементированных кварц-кальцитовой массой с вкрапленностью, гнездами и неправильными выделениями галенита, сфалерита, халькопирита и пирита.

Две жилы содержат медно-гематитовое оруденение (пирит-гематит-халькопирит). К этому же типу относятся Камышлинское и Пиназаурское полиметаллические рудопроявления.

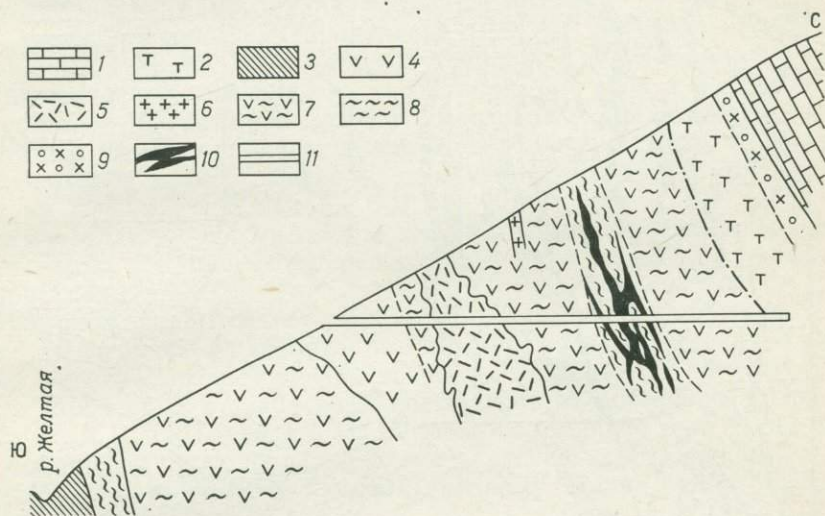


Рис. 9. Схематизированный разрез Желтореченского медно-полиметаллического месторождения (по С. Ш. Саркисяну).

1 — слоистые известняки (Sr_2); 2 — оливиновые габбро-пироксениты; 3 — слоистые туффы (Pg_2); 4 — вулканы андезитового состава; 5 — дациты субвулканические; 6 — кварцевые плагиопорфиры; 7 — андезито-базальты и андезиты гидротермально измененные; 8 — тектонически нарушенные и гидротермально измененные вулканы андезито-базальтового состава; 9 — кварц-карбонатные метасоматиты; 10 — сульфидные жилы; 11 — штольня

Мецзорское месторождение (Армянская ССР). Площадь сложена верхами нижней (андезито-базальты) и низами средней (андезито-дациты) свит, между которыми залегает горизонт конгломерато-брекчий (рис. 10) с валунами, глыбами и мелкими обломками вулканогенных пород, с фрагментами оруденелых и гидротермально переработанных пород. Крупное тело субвулканических липаритов переходит выше в покров и крутопадающие дайки андезитов.

Рудные тела приурочены к субмеридиональным трещинам, имеющим сложную форму и крутое западное падение. Менее развиты субширотные нарушения, содержащие полиметаллическое оруденение (Покр-дзор). В нижней толще минерализация представлена халькопиритом, пиритом, арсенопиритом и др., а в верхней толще месторождения развиты халькопирит-гематитовые, полиметаллические и энаргит-турмалиновые руды.

Зекарские полиметаллические рудопроявления (Грузинская ССР) контролируются трещинными кварцевыми жилами западной периферии штокообразного тела габбро-диоритов и диоритов.

Карбонатные отложения верхнего мела — нижнего палеоцена, флишевая толща палеоцена — нижнего эоцена и вулканиты среднего

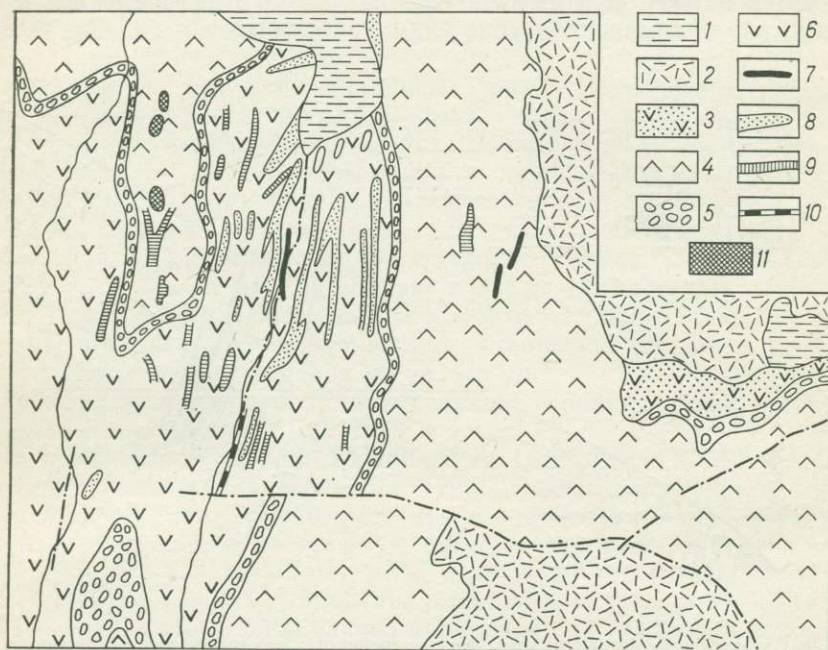


Рис. 10. Схематическая геологическая карта района Мецзорского месторождения (по С. Ш. Саркисяну с использованием материалов других исследователей).

1 — наносы; 2 — липариты, липарит-дациты, фельзиты; 3 — лапиллиевые и псаммо-псефитовые туфы липарит-дацитов; 4 — андезито-дациты с прослоями туфов соответствующего состава; 5 — глыбовые и валунные конгломерато-брекчии с фрагментами медно-гематитовой руды и яшмы; 6 — андезито-базальты с прослоями туфов; 7 — дайка андезитов; 8 — зоны и участки гидротермально измененных пород с медно-мышьяковой минерализацией (пирит, халькопирит, арсениопирит и др.); 9 — то же, с медно-гематитовой, местами свинцовой, цинковой и золотой минерализацией; 10 — зоны гидротермально измененных пород с халькопирит-пиритовой минерализацией; 11 — участки медно-турмалиновой минерализации

эоцена прорваны гипабиссальными интрузивами габброидов и габбро-диабазовыми дайками. Д. А. Касрадзе установил несколько десятков мелких кварцево-полиметаллических жил, объединяющихся в две группы и приуроченных к толще хлоритизированных, эпидотизированных псаммо-псефитовых туфов андезито-базальтового состава. Широко распространены агломератовые витролитокристаллокластические вулканокластолиты.

Месторождения окрестностей горы Арджевани (Грузинская ССР) локализованы по оси антиклинали, осложненной разрывными нарушениями субширотного простирания, согласно с общей структурой. Рудная минерализация локализована в небольших четких трещинах и мощных протяженных зонах дробления и пропилитизации, причем

трещины, по В. Р. Надирадзе, содержат богатое оруденение меди, свинца и цинка. В последних локализовано исключительно вкрапленно-прожилковое и гнездообразное серноколчеданное оруденение. Текстурные типы руд, развитых в трещинах выполнения, более разнообразны: здесь устанавливаются полосчатые, вкрапленные, брекчиевые и массивные разности. Жильные руды интересны и в минералогическом отношении. В нескольких парагенетических ассоциациях фиксируются сфалерит, халькопирит, фаматинит, канфильдит, галенит, марказит, пирит, барит, кварц, кальцит и др.

Сакирское медное рудопроявление (СССР), изученное В. А. Орликом и О. Г. Барач, расположено в породах вулканогенной толщи среднего эоцена, состоящей из чередующихся туфов и покровов андезитового и андезито-базальтового состава. Медное оруденение приурочено к секущей дайке андезита, которая прослежена по поверхности на 1400 м. Рудоконтролирующая дайка имеет крутое южное падение. Средняя мощность ее 6 м.

В пределах рудного поля фиксируется множество зон дробления, аналогичных Джараерскому рудопроявлению и несущих убогое оруденение меди.

Месторождение Верхнее (Приморье) сложено толщей верхнетриасовых известняков, на которую по Главному разлому надвинуты кварцевые порфиры позднемелового возраста. Встречаются внутрирудные дайки диоритовых и диабазовых порфиров палеогенового возраста. По данным И. Н. Томсона и Н. И. Мозговой, рудное тело имеет форму ветвящейся трубообразной залежи, несколько сплюснутой и вытянутой вдоль надвига по Главному разлому. Длина рудного тела по простиранию 250 м.

Главные минералы: рудные — сфалерит, галенит и пирротин, жильные — геденбергит, кварц и кальцит; второстепенные — халькопирит, галеновисмутит, арсенопирит, пирит, марказит и датолит, а также аксинит, гранат, волластонит, ильваит, флюорит, сидерит, эпидот, цоизит, апофиллит, гизингерит, стильпномелан и дикиит.

Минералообразование протекало в четыре стадии: 1) предрудную скарновую — волластонит-гранатовую (свыше 600 °С), 2) скарновосульфидную (600—400 °С), 3) сфалерит-галенитовую (350—120 °С), 4) халцедон-кальцитовую (100—20 °С), образующую друзы в открытых полостях.

Месторождение Клаймакс (США) — представитель кварц-молибденит-серицитовой формации. Докембрийские граниты, гнейсы и кристаллические сланцы, вдоль крупного сброса граничат с палеозойскими осадочными отложениями и прорваны дорудными штоками и дайками порфириновых пород палеогенового возраста. Сложный трубообразный шток Клаймакс сложен кварцевыми монзонит-порфирами и имеет около 1 км в поперечнике. Шток формировался в четыре фазы, каждая из которых сопровождалась дайками и гидротермальной минерализацией.

Рудные тела Клаймакса, по С. Уоллесу и др., представляют собой штокверки, образованные кварц-молибденитовыми прожилками, развитыми как в докембрийских породах, так и в порфирах зон трещиноватости.

Рудное тело Верхнее имеет в плане кольцевую, а в разрезе дугообразную форму (250×210 м). На глубину рудное тело прослежено на 800 м. Главные минералы: рудные — пирит, молибденит; жильные — кварц и серицит; второстепенные — халькопирит, вольфрамит, касситерит и сфалерит, а также топаз, кальцит и родохрозит. Текстуры руд — прожилковые. Зона окисления развита сравнительно слабо.

Месторождение формировалось в три стадии: 1) кварц-молибденитовую; 2) кварц-халькопирит-пиритовую; 3) кварц-серицитовую. Рудоотложение происходило в интервале температур 400—360 °С. Ему предшествовала интенсивная калишпатизация, а окварцевание сопровождало рудообразование и происходило после него.

Вертикальная и концентрическая зональность проявлены в каждом рудном теле и заключаются в смене (снизу вверх) молибденита пиритом, затем гюбнеритом. Выделяются три зоны: центральная (120—300 м), промежуточная (кольцевая), мощностью от 100 до 400 м и внешняя, мощностью до 600 м. Центральная зона сложена главным образом массивным мелкозернистым кварцем, только в краевой ее части на глубине проявляется слабая минерализация (до 0,1 % Mo). Промежуточная зона характеризуется развитием кварц-молибденитовых и кварц-молибденит-ортоклазовых прожилков. Молибденит расположен в зальбандах кварцевых прожилков метасоматического происхождения, мощность которых изменяется от 1 мм до 2 см, реже встречаются молибденитовые прожилки, пересекающие сланцы. Внешняя зона слабо окварцована, с убогой молибденовой минерализацией и с интенсивной серицитизацией и пиритизацией.

Чадакское рудное поле (СССР) расположено в пределах вулканотектонической депрессии. Месторождение, по В. В. Мартынову и др., приурочено к многоканальному центру извержения, образованному на пересечении двух зон разломов.

Фундаментом вулкана служат биотит-роговообманковые среднекарбонные гранодиориты, содержащие в кровле блоки мраморизованных известняков.

Вулкан сложен породами дацит-трахиандезитового, трахидацит-андезитового, липаритового, липарит-трахилипаритового состава, среднекарбонно-позднепермского возраста.

Рудовмещающими являются экструзивные андезиты средне-позднекарбонного комплекса трахидацит-андезитов, а также зоны эндоконтактов прорывающих их сиенито-диоритовых порфиритов. Рудные линзы имеют кварц-гематит-анкеритовый состав с примесью золота. Эти тела расположены кулисообразно вдоль системы субмеридиональных разломов и оперяющих их трещин.

Другой тип оруденения, где радиально расположенные пучки рудных жил приурочены к эндоконтактовым частям сиенито-диоритов, выклиниваются при удалении от интрузии.

Центральное положение занимает веерообразно расходящийся книзу кулисообразный пучок линз, образующий раздув в месте их сопряжения. Оруденение представлено кварц-адуляр-карбонат-золото-серебряной ассоциацией и наложено на более раннюю скарново-полиметаллическую жильную минерализацию, по трещинам апикальных участков сиенито-диоритовых порфиритов.

Форма рудных тел — жилы и линзы, а также рудные столбы и клинообразные залежи в местах сопряжения жил и линз. Распределение руды бананцевое, гнездовое. Главные минералы: электрум, самородное серебро, кварц, кальцит, анкерит, гематит, адуляр. Из сульфидов присутствуют пирит, арсенопирит, халькопирит, сфалерит, галенит, блеклые руды, стефанит, теллуриды, встречается креннерит.

Гидротермальный метаморфизм пород выражен дорудной пропилитизацией и околорудными серицитизацией, адуляризацией, окварцеванием и пиритизацией.

Кызылалмасайское месторождение (Узбекская ССР). Рудное поле приурочено к кальдере, сложенной андезитоидами в различных фациях. Фундаментом вулкана служат метаморфизованные глинистые сланцы ордовика — силура, досреднекарбонные габбро, диориты, гранодиориты и граниты. Для рудного поля характерно сложное блоковое строение.

Внутренняя часть полукольцевой кальдеры, по мнению Н. А. Ерохина и др., образована субвулканическими андезитами и покровными игнимбритами, которыми перекрываются как туфы и лавы, так и фундамент вулкана.

Рудные тела, серии субвулканических даек и мелкие эруптивные центры приурочены к внешней зоне кальдеры и к ее внутренней части.

Золоторудные тела располагаются среди пород, переработанных площадной пропилитизацией — новообразованиями альбита, эпидота, хлорита, серицита, березитами и аргиллизитами. Главная масса рудных тел и зон березитизации локализована в линейных структурах. Метасоматиты имеют горизонтальную зональность: внутренние, прилегающие к рудным телам участки сложены кварцево-слюдистой минеральной ассоциацией, которая сменяется слюдисто-карбонатными и хлоритовыми. Березиты и рудные тела перекрывают среднекарбонным игнимбритовым покровом, а аргиллизиты приурочены к контактам раннепермских фельзитовых даек.

Каульдинское месторождение (Узбекская ССР). Рудное поле располагается в грабене, выполненном верхнепалеозойскими вулканогенными породами, представленными лавами, туфами и субвулканическими телами андезитов, трахиандезитов, андезито-базальтов и трахиандезито-дацитов.

Они образуют вулканическую постройку, центральная часть которой фиксируется пологим sillом трахидацит-андезитов, мощность его достигает 150 м. Вулканогенные породы метасоматически переработаны гидротермами — окварцованы, серицитизированы и карбонатизированы, местами превращены в кварц-гидрослюдистые метасоматиты.

Зоны измененных пород выделяются как золотоносные рудные тела протяженностью 150—200 м. Наиболее интенсивное оруденение связано с кварцевыми и кварц-карбонат-гидрослюдистыми метасоматитами, содержащими линзы, гнезда и прожилки кварца.

Сульфидов — пирита, галенита, сфалерита и халькопирита — в руде мало.

Кочбулакское месторождение (Юго-западный Тянь-Шань) сложено среднекарбовыми эффузивно-интрузивными породами. При этом андезито-дациты представлены кластолавами и туфами, жерловая фация сложена сиенит-диорит-порфирами, а субвулканическая — андезитовыми, дацитовыми и диоритовыми порфиритами и глыбовыми кластолавами. Рудоконтролирующие — синвулканические разломы в фрагменте вулкано-купольной структуры. Рудное поле, по данным Н. А. Ерохина и др., имеет блоковую структуру и согласные секущие жильные тела.

Выделяются три типа рудных тел: кварцевые жилы, зоны окварцевания и рудные столбы. В рудах установлено присутствие золота, серебра и меди.

Когесское месторождение сложено кислыми вулканогенными образованиями среднего эоцена, залегающими на вулканогенной толще среднеюрского (?) возраста (рис. 11). Широко развиты субвулканические андезиты, андезито-дациты и габбро-диориты, а также субвулканические липарито-дациты и фельзиты некк, которые выше переходят в мощный покров.

Оруденение представлено мощной (до 4,5 м) субстратиформной залежью мелкозернистых кварц-гематитовых пород, в которых выделяются участки сургучных яшм.

Мегрутское рудопроявление марганца (Армянская ССР). В геологическом строении участвуют вулканогенно-осадочные породы нижней части среднего эоцена — андезиты, фельзиты, их туфы и туффиты и субвулканические дайко и силлоподобные залежи липарито-дацитов. В 2—3 км к северо-востоку от рудопроявления вскрываются породы Базумского гранитоидного массива. Висячем боку липарито-дацитовой залежи расположена узкая полоса гидротермально измененных пород. В вулканогенно-осадочных породах залегают два пластообразных рудных тела (рис. 12), а в липарито-дацитах фиксируется зона прожилково-вкрапленных руд пирролюзита и псиломелана; встречаются также брекчированные массивные руды. Три секущие рудные жилы прослежены на расстояния до 60 м при мощности от 60 см до 1 м. Состав руд однообразен: кроме пирролюзита и псиломелана присутствуют псиломелан-вад, браунит, родонит, яacobсит, гётит. Руды характеризуются колломорфной, параллельно-волокнистой, решетчатой, прожилково-решетчатой и вкрапленной текстурой. Золото-сульфидное оруденение более молодо, так как марганцевые руды на участке пересечения этих двух формационных типов руд выделены.

Мгартское рудопроявление (Армянская ССР) залегает среди субвулканических липарито-дацитов и вмещающих их вулканокластолигов северного крыла широкой брахиантиклинали. Южнее расположена экструзия андезито-дацитов (рис. 13). Рудные тела подразделены на три типа: а) контролирующиеся трещинными зонами в вулканогенно-осадочных породах; б) приуроченные к литологическим контактам и в) переходящие из одних вулканических пород в другие.

Оруденение представлено зонами сильного окварцевания с прожилково-вкрапленной, гнездообразной и жильной минерализацией

пирита, халькопирита и гематита при подчиненном значении галенита и сфалерита.

Арманисское золото-полиметаллическое месторождение (Армянская ССР) связано с зоной крупного субширотного разрыва, вдоль

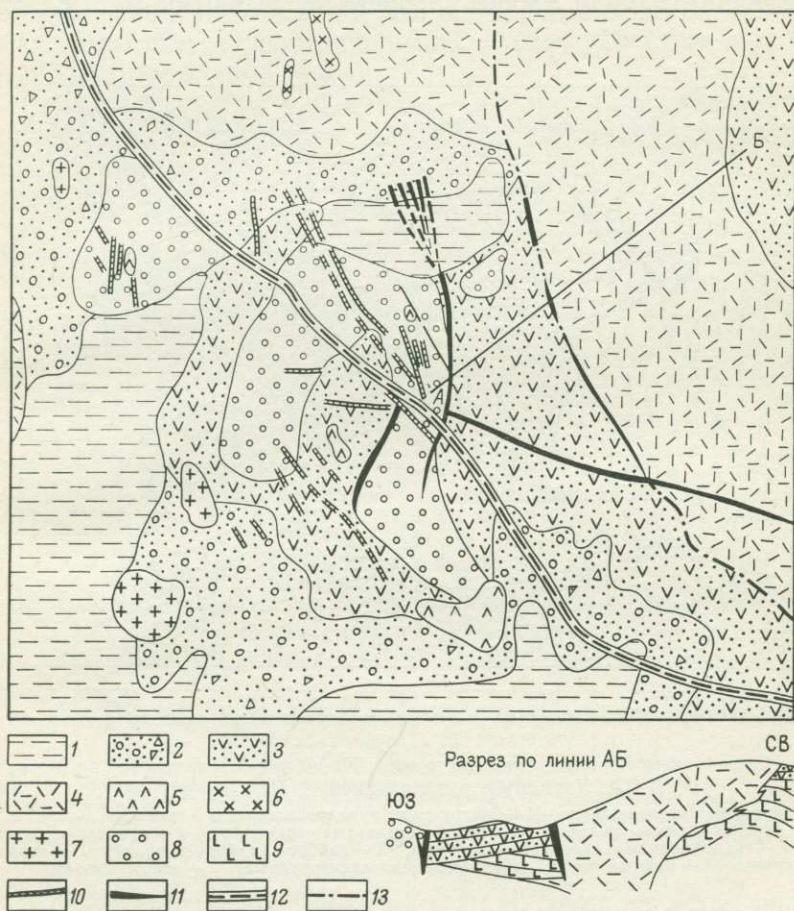


Рис. 11. Схематическая геологическая карта Когесского месторождения (по М. А. Авакяну и С. Ш. Саркисяну; разрез составлен С. Ш. Саркисяном).

1 — наносы; 2 — псаммо-псефитовые туфы андезит-дацитового состава; 3 — псаммо-алевритовые туфы липарит-дацитового состава; 4 — липарит-дациты, фельзиты; 5 — андезиты и эпидотизированные жильные породы; 6 — андезито-дациты экструзивные; 7 — габбро-диориты; 8 — кварциты; 9 — вулканогенные образования юры (?); 10 — жильные рудные тела кварц-гематитового состава; 11 — жильные рудные тела халькопирит-гематитового состава; 12 — зона дробления и смятия с новообразованиями хлорита, глинистых минералов и гематита; 13 — нарушения, местами содержащие рудную минерализацию

которого слоистые мраморизованные известняки мела надвинуты на вулканиты палеогена с блоками древних метаморфических сланцев. Рудовмещающая толща сложена базальтами, реже андезитами и дацитами. В рудном поле установлены силлы и дайки дацитов, диаба-

зов и липарит-порфиров с линзовидными залежами эруптивных брекчий (рис. 14). Комплекс рудовмещающих пород интенсивно пропи-литизирован (альбит-хлорит-пренит-эпидот). В ореолах рудных тел пропилиты замещаются монокварцевыми, кварц-каолинитовыми, кварц-серицитовыми и хлорит-карбонат-цеолитовыми метасоматитами.

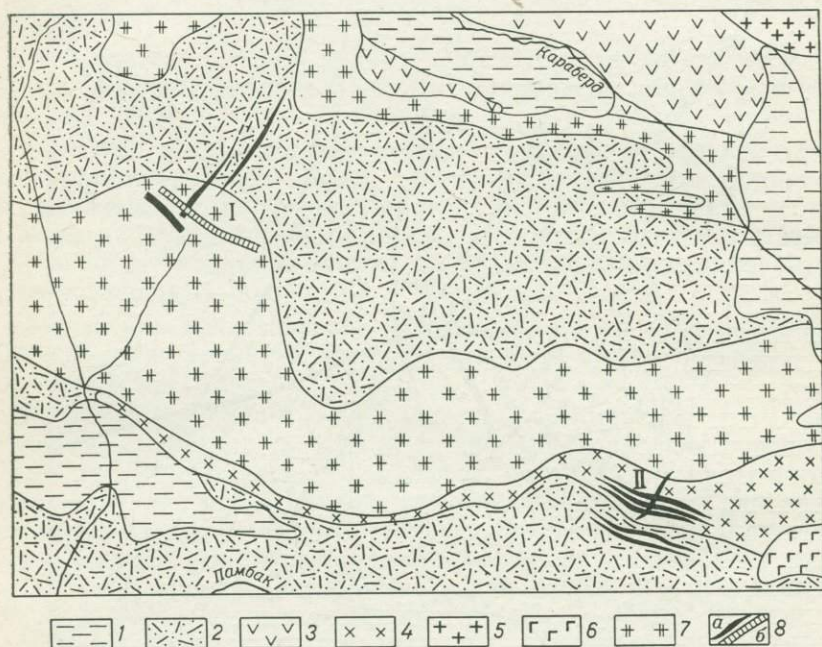


Рис. 12. Схематическая геологическая карта Караберд-Мегрутского рудного узла (по В. Ш. Узуняну с детализацией С. Ш. Саркисяна).

I — Карабердское месторождение, II — Мегрутское рудопроявление. 1 — наносы; 2 — туфы, туффиты и туфопесчаники среднего эоцена; 3 — андезиты покровные; 4 — дациты субвулканические; 5 — гранодиориты, кварцевые диориты; 6 — габбро-, габбро-диориты; 7 — вторичные кварциты; 8 — рудные тела: а — марганцево-железорудные, б — золото-сульфидные

Рудные тела, по данным В. Б. Сейраняна и др., представлены жильными зонами и кварцево-сульфидными жилами с многочисленными апофизами.

Выделены четыре ассоциации руд: 1) кварц-пирит-гематит-халькопиритовая; 2) кварц-сфалерит-галенит-халькопиритовая с золотом; 3) кварц-кальцит-цеолитовая с сульфидами и 4) гипсовая.

Изменения типов руд происходят по простиранию рудных тел и от призальбандовых участков к внутренним. Более молодые минеральные ассоциации в центрах рудных жил обуславливают их симметричное строение. Зональность руд иногда нарушается дроблением ранних руд и пересечением и цементацией их более поздними.

Вертикальная зональность оруденения: верхние горизонты обогащены серебром, золотом, свинцом, цинком, марганцем; глубже

содержание этих металлов сокращается и возрастает роль цинка и меди, доминирующих на самых глубоких горизонтах.

Преобладают руды, выполняющие открытые трещины и полости и имеющие друзовые, гребенчатые, крустификационные, кокардовые и колломорфные текстуры. Метасоматические процессы привели к разнообразию структурных типов минеральных агрегатов и усложнению морфологии рудных тел.

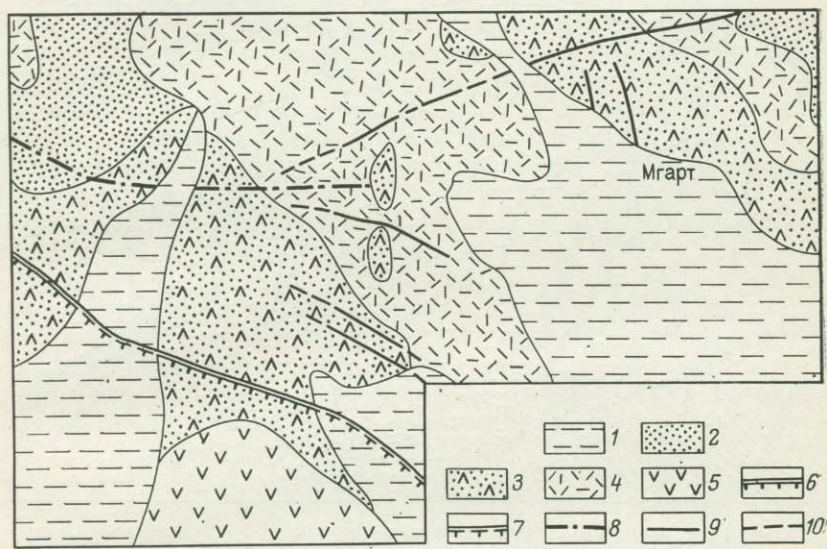


Рис. 13. Схематическая геологическая карта Мгартского медно-гематитового месторождения (по Г. М. Арсеняну).

1 — наносы; 2 — псаммо-алевритовые туфы, туффиты; 3 — псефо-псаммитовые туфы липарит-дацитов; 4 — липарит-дациты; 5 — андезит-дациты экструзивные; 6 — зона брекчирования с признаками гидротермального метаморфизма; 7 — то же, предполагаемые участки; 8 — разрывные нарушения; 9 — кварцеворудные жилы разведанные; 10 — предполагаемые участки рудных тел

В. Б. Сейранян, С. Ш. Саркисян и Н. И. Завьялов установили пересечение и цементацию кварц-пиритовых и кварц-пирит-гематит-халькопиритовых руд жилами и прожилками кварца, сфалерита и галенита, а последних — прожилками эпидот-карбонатного и карбонат-цеолитового состава с сульфидами. Наиболее поздние — прожилки гипса.

Золоторудное месторождение Калана (Республика Мали) расположено на окраине щита Моне-Баули, в зоне синклинория, среди дислоцированных раннегеосинклинальных флишевых отложений — песчаников, граувакк, тонкозернистых кварцитов, кремнистых и графитовых сланцев. Выше следуют вулканогенно-осадочные отложения с эффузивами пестрого состава.

Толща метаморфизована до зеленых сланцев и сечется штокообразными телами двуслюдяных, реже биотитовых и амфиболовых гра-

нитов с абсолютным возрастом 2 млрд. лет [45]. Прорывающие дайки и небольшие изометричные тела более молодых гранитоидов — плагиогранитов, микродиоритов и дацитов — несут оруденение золота, локализованное в 200 м по ширине ореола интрузива. Контактнометаморфизованные андалузит-кордиеритовые образования сов-

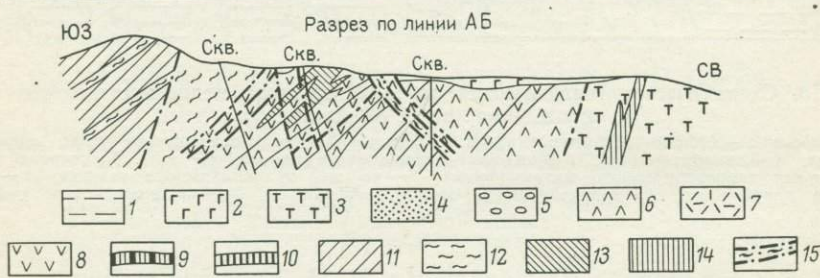
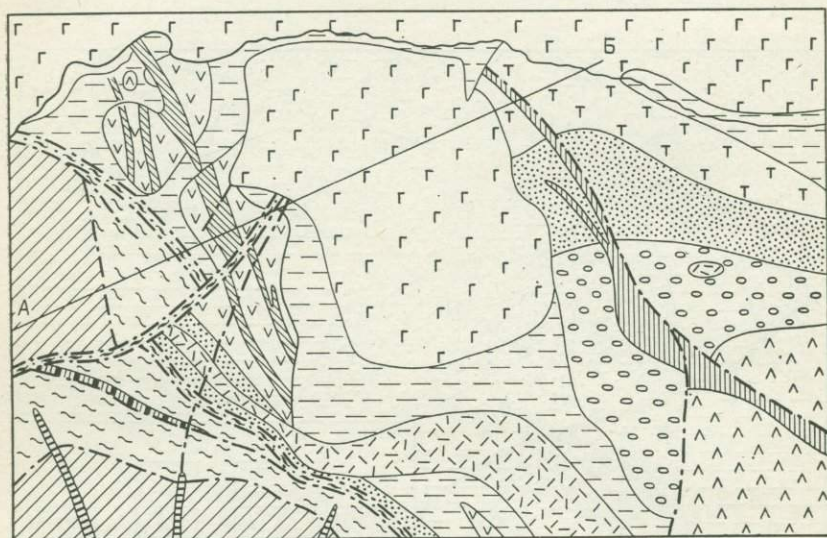


Рис. 14. Схематическая геологическая карта и разрез Арманисского месторождения (по В. Б. Сейраняну, Н. И. Доленко, С. Е. Гогиняну и С. Ш. Саркисяну). 1 — наносы; 2 — плиоцен-четвертичные базальты; 3 — туфы и песчаники; 4 — известковистые песчаники; 5 — конгломераты; 6 — кислые субвулканические породы; 7 — липарит-порфиры субвулканические; 8 — диабазовые порфиры и туфы; 9 — пироксениты; 10 — габброиды; 11 — мраморизованные известняки; 12 — амфибол-хлоритовые, слюдяно-полевошпатовые, гранат-полевошпатовые и др. сланцы; 13 — тектонические зоны с рудной минерализацией; 14 — обеленные сыпучие породы минерализованные; 15 — тектонические нарушения

местно с интрузивом рассечены молодой долеритовой дайкой (пермь—юра?).

Золотоносные руды связаны с нарушениями, образуют жилы и линзы изменчивой мощности от нескольких дециметров до нескольких метров, пересекают вмещающие толщи и диоритовый интрузив с его апофизами.

Алавердская группа месторождений (Армянская ССР). Рассмотрим основные месторождения — Алавердское и Шамлугское медно-колчеданные, Ахталское колчеданно-полиметаллическое.

Алавердский рудный район характеризуется широким развитием юрских вулканогенно-осадочных образований, занимающих около 80 % территории. В проявлениях вулканизма намечается определенная цикличность, обусловленная эволюцией магмы в связи с развитием тектонических структур, представляющих по данным В. Г. Грушевого, Э. Г. Малхасяна, В. Б. Сейраняна и др., пологую брахиантиклиналь, сложенную юрскими породами; снизу вверх сменяются:

1) зеленокаменные породы (уралитизированные, хлоритизированные, эпидотизированные порфириды и их туфы) нижней юры; 2) вулканогенно-осадочная толща байоса—бата (?) с линзами, силами, покровами, жилами и штокообразными телами кварцевых и плагиопорфиров, кератофиров и альбитофиров; 3) полимиктовые и аркозовые песчаники и туфопесчаники; 4) пироксеновые порфириды и их брекчии; 5) фиолетовые туфы.

Низы зеленокаменной толщи сложены порфиридами основного состава, приближающимися к диабазам, выше сменяются нормальными породами среднего состава и перекрываются пирокластическими породами более кислого состава, отвечающими дацитовому порфириду. Они сменяются извержениями вулканических брекчий, туфов и пирокластических пород дацитового состава, переотложенных в морском бассейне с конгломератами и туфопесчаниками, отложенными при местном размыве сформированных осадков.

Одновременно с морским осадконакоплением продолжалась вулканическая деятельность (шихтахтская вулканогенно-осадочная толща), образуя пирокластические отложения и небольшие излияния пироксеновых порфиритов. Позже вулканические излияния мощных покровов лав среднего и средне-основного состава вновь сменяются пирокластическими продуктами.

После затухания вулканической деятельности происходит постепенное погружение и образование мощной толщи осадочных пород, представленных песчаниками и грубообломочным материалом.

Юрский вулканизм завершается образованием больших массивов альбитофиров.

Алавердское медноколчеданное месторождение приурочено к зоне крупного Алавердского меридионального сброса, прослеженного по простиранию более чем на 3 км.

В пределах рудной зоны выделяются два оруденелых горизонта: 1) в толще пирокластических пород — богатые штоки и 2) в нижележащих вулканических брекчиях и порфиридах — жилы и штокверки в контакте с первым горизонтом. Они представлены уплотненными агломератами, кислыми туфами и др., легко подвергавшимися процессам метасоматического замещения.

В зависимости от физико-механических свойств в первом горизонте преимущественно формировались штоки, линзы и гнезда, а во втором — жилообразные тела и прожилкововкрапленные зоны. Околорудноизмененные породы представлены вторичными кварцитами, кварц-серицитовыми, серицитовыми и алунитсодержащими породами.

Состав руд: халькопирит, пирит, арсенопирит (редко), барит, сфалерит, борнит, теннантит, галенит и др. Главные минералы руд — пирит и халькопирит.

Некоторые исследователи формирование оруденения относят к поздней юре в связи с субвулканическими массивами альбитофиров. По данным С. Ш. Саркисяна, месторождения Алавердской группы следует связывать с долгоживущими вулканическими очагами, в результате деятельности которых были образованы юрские вулканогенные толщи района.

Ахталское месторождение приурочено к северо-восточному крылу одноименной брахиантиклинали и контролируется разрывными нарушениями близмеридионального простирания.

Рудные тела месторождения залегают согласно в зоне контакта кварцевых порфиров и вышележащих порфиритов и относятся к неправильным залежам; гнезда, линзы и штоки, с отдельными небольшими зонами прожилково-вкрапленных руд.

Наряду с полиметаллическим и баритовым оруденением выделяются отдельные серноколчеданные и медно-серноколчеданные рудные тела. Состав руд: пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, теннантит, кварц, барит и гипс, касситерит, тетраэдрит, халькозин, борнит, аргентит, германит, реньерит.

Формирование колчеданных руд и полиметаллов связано с послемагматической деятельностью субвулканических «интрузий» средней юры, являющихся «запечатанными» каналами, по которым происходили извержения.

Шамлугское медноколчеданное месторождение локализовано на северо-восточной оси Алавердской антиклинальной складки.

Рудные тела представлены жилами и штокверковыми зонами, приуроченными к дорудным широтным тектоническим нарушениям.

На месторождении наряду с рудными телами с медным оруденением встречаются штоки и линзы полиметаллов, менее распространены сфалерит, галенит, теннантит, борнит, редко самородные золото и серебро.

Кедабекское медноколчеданное месторождение (Азербайджанская ССР). Территория месторождения сложена вулканогенными породами байоса — порфиритами и их пирокластолитами, кварцевыми порфирами, перекрытыми батской вулканогенной толщей. Разрез юрских отложений завершается карбонатными отложениями лузитана. Вулканогенно-осадочный комплекс прорывается гранитоидами двух возрастов: плагиогранитами Атабек-Славянской предбатской интрузии и более поздними — раннемеловыми гранитоидами. Месторождение приурочено к антиклинальной складке северо-западного направления, осложненной многочисленными разломами.

Рудные тела образуют линзы и штоки.

Выделены медноколчеданная, серноколчеданная и реже цинковая минерализации, образующие с глубиной последовательную смену: сфалерит — халькопирит, пирит. Нерудные: кварц и барит.

Околорудные изменения выражены различными фациями вторичных кварцитов. По возрасту и генезису месторождение аналогично месторождениям Алавердской группы.

Кафанское медно-полиметаллическое месторождение (Армения). Расположено в ядре Кафанской брахиантиклинальной структуры, сложенной юрскими (лейас, кимеридж) вулканогенно-осадочными породами. Максимальной мощности достигает средне-позднебайосская свита, к которой по возрасту приурочено (по Э. Г. Малхасяну и др.) рудное поле. Жилы представлены плитообразными телами с параллельными границами. Штокверки, содержащие прожилково-вкрапленное оруденение, имеют форму линзовидных тел с разветвлениями в вертикальном и горизонтальном направлениях.

Медные руды колчеданного типа сложены халькопиритом и пиритом с массивной текстурой, в незначительном количестве — борнит, теннантит, сфалерит, марказит. Нерудные: кварц, кальцит, диккит. Полиметаллическое оруденение — галенит, сфалерит, пирит, халькопирит. Околорудные изменения выражены вторичными кварцитами, кварц-серицитовыми, алунизированными и огипсованными породами.

Оруденение связывается с внедрением кислых субвулканических тел кварцевых порфиров и альбитофиров.

Севкар-Саригюхское месторождение марганца (Армянская ССР). Месторождение сложено вулканогенно-осадочными породами средне-позднеюрского и поздне мелового возрастов, а также субвулканическими породами. Стратиграфический разрез месторождения: среднеюрские вулканогенно-осадочные образования — туфобрекчии, туфоконгломераты и туфопесчаники; верхнеюрские окремнелые известняки и известковистые конгломераты; верхнемеловые мергелистые известняки, известковистые песчаники, тучопесчаники и туфобрекчии, образующие моноклираль, осложненную складками и многочисленными мелкими разрывными нарушениями, протягивающимися параллельно второстепенным структурам. Субинтрузивные тела представлены кварц-плагионоклазовыми порфиритами, андезито-дацитами и базальтовыми порфиритами.

Рудные тела в юрских и меловых образованиях представляют собой пластообразные и секущие жилы, метасоматические гнезда, вкрапленники и зоны брекчированных руд: пиролозита, псиломелана, гаусманита, лимонита и халцедона.

Марганцевые руды наряду с характерными чертами вулканогенно-осадочного образования подвержены воздействию гидротермальных процессов и динамометаморфизму.

Олово-полиметаллические месторождения Оруро и Потоси (Боливия). Месторождения располагаются в центральной части Восточной Кордильеры Боливийских Анд, сложенной нижнепалеозойскими осадочно-метаморфическими породами общей мощностью до 15 000 м, останцами мезозойских отложений и палеоген-неогеновыми, преимущественно вулканогенными образованиями с широким развитием миоценовых субвулканических интрузий среднего состава.

Месторождение Оруро. В районе развиты нижнепалеозойские лютиты, интродуцированные субвулканическими штоками, с глубиной переходящими в дайкообразные тела кварц-латитовых порфиров. У поверхности отмечаются постепенные переходы латитов в лавы и туфы. По периферии штоков в сланцах развиты крупные и непра-

вильной формы тела дорудных тектонических брекчий, состоящих из порфиров и сланцев с цементом из перетертых сланцев.

Жильные тела олово-серебряной минерализации образовались путем метасоматического замещения вмещающих пород и, в меньшей мере, при гидротермальном выполнении открытых полостей.

Месторождение Потоси. Плиоценовая формация Лос-Фрайлес сложена покровами риолитов мощностью 250 м (рис. 15).

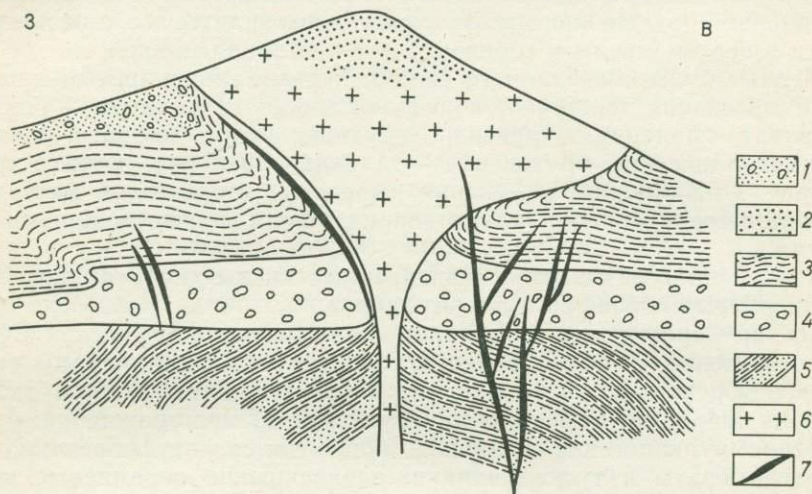


Рис. 15. Разрез месторождения Потоси (по Альфельду и др.).

1 — четвертичные отложения; 2 — силифицированные породы; 3 — породы свиты Караколес; 4 — конгломераты Пайлавири; 5 — породы ордовика; 6 — интрузивные породы; 7 — рудные жилы

Осадочные и вулканогенные породы прорваны штоком дацитовых порфиров Серро-Рико, на поверхности образующим овал размером 1700 м, представляющий собой сечение опрокинутого конуса, на нижних горизонтах переходящего в дайкообразное тело мощностью 50 м. Дацитовые порфиры интенсивно каолинизированы, серицитизированы, пиритизированы и окварцованы в верхней части штока, где насчитывается 35 крупных рудных жил, выполняющих невыдержанные по простиранию трещины.

Первичные руды сложены кварцем, пиритом, касситеритом, арсениопиритом, вольфрамитом, висмутином, станнином, халькопиритом, тетраэдритом, сфалеритом, андоритом, сульфосолями свинца, пираргиритом, галенитом, алунином и баритом.

В рудных телах наблюдается вертикальная зональность — в верхних частях жил преобладают минералы серебра, с глубиной возрастает количество касситерита, который на нижних горизонтах уступает место станнину. Вольфрамит и висмутин развиты лишь в некоторых жилах. Отмечается также горизонтальная зональность: оловянно-серебряные жилы тяготеют к центральной части месторождения, жилы с галенитом — к его периферии. Наиболее перспективной жильной системой считается Боливар.

Мощная зона окисления, содержит касситерит, кераргирит, аргентит, самородное серебро, кварц, лимонит, ярозит и барит.

Широко распространены участки оловоносных флювиогляциальных, делювиальных и аллювиальных россыпей.

Месторождение молибдена Босс-Маунтин (Канада). Рудоносный штокверк в штоке интенсивно измененных гранодиорит-монцитонитовых пород позднемелового—раннетретичного возраста, прорывает гранитный батолит. В центральной части штока располагается брекчиевая трубка, во внешней — серия кварцевых жилков.

Маднеули-Поладаурский рудный район (Южная Грузия). Среди верхнемеловых вулканогенных отложений района многочисленны вулканические аппараты, а рудный район по структуре соответствует, по мнению С. Ш. Саркисяна, крупной древней кальдере (35×10 км).

Площадь этой вулканотектонической депрессии достигает 350 км², по Н. М. Дзоцендзе, И. Г. Вашакидзе и Т. М. Гогишвили.

Вулканические аппараты в пределах кальдеры фиксируются некими и экстрезивами дацитов и липаритов и представляют собой телескопированные вулканические структуры. Отмечается хорошая сохранность общей структуры и вулканических аппаратов, позволяющая воссоздать картину связанного с вулканической деятельностью рудообразования различных полезных ископаемых — железа, меди, свинца, цинка, барита, ртути, золота, серебра, самородной серы, бирюзы и др.

Маднеульское месторождение занимает свод брахиантиклинали, где, по мнению Ю. И. Назарова, различается несколько «куполообразных микроструктур». В шарнире одной из них расположено центральное (главное) рудное тело барито-полиметаллического состава. В западной части главного рудного тела на протяжении 200 м отмечается дугообразное нарушение, представляющее собой часть кольцевой рудоконтролирующей структуры.

Рудовмещающая толща содержит:

1) нижнюю пачку пирокластолитов дацитового состава, сложенную алевритовыми, псаммитовыми и псефитовыми кристалловитрокластическими, литокристалловитрокластическими и литовитрокластическими туфами, мощностью более 300 м;

2) среднюю вулканогенно-осадочную пачку тонко- и среднеслоистых туфоалевролитов, туфопсаммитолитов, а в основании — туфоконгломератов и туфогравелитов;

3) верхнюю эффузивно-пирокластическую пачку липарит-дацитов с авто- и ксенокластолав, литокристаллокластических и кристалловитрокластических псаммитовых и псефитовых туфов.

Первая пачка относится к удаленно-склоновым фациям, а вулканогенно-осадочные фации второй пачки представляют собой мелководные прибрежные породы, формировавшиеся на фоне разрушения положительной вулканической структуры. Верхняя пачка фиксирует окончательное поднятие района из-под уровня бассейна.

Маднеульское рудное поле расположено на запад-северо-западной периферии длительно развивавшейся вулканической структуры Демур-даг, осложненной мелкими дополнительными куполами. Жерловые и прижерловые фации, обладающие центриклинальным паде-

нием, представлены экструзивными кластолавами, эруптивными брекчиями, игнимбритами и грубообломочными туфами. По химизму все эти породы соответствуют липарито-дациту.

Брахантиклинальная складка сочленяется с кальдерой Демурдаг системой синвулканических разломов, залеченных дайками, очевидно, представляющими собой каналы для поступления эффузивного и пирокластического материала вулканической постройки.

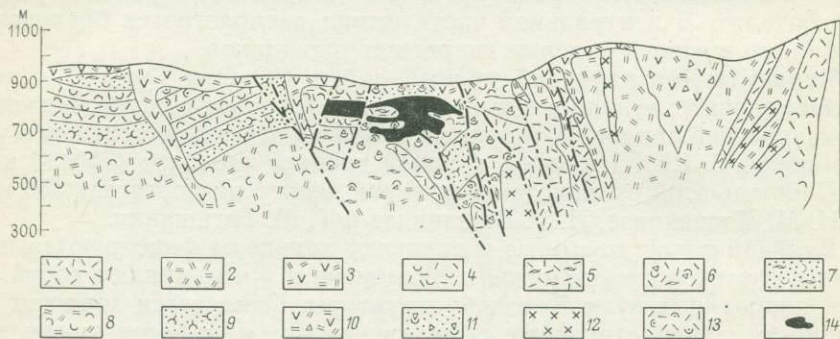


Рис. 16. Фрагмент строения Маднеульского рудного поля (составил С. Ш. Саркисян по материалам КИМСа).

1 — базокварцевые трахилипариты; 2 — трахидацитовые порфириты; 3 — экструзии и покровы андезитов; 4 — алевропелитовые туфы трахилипаритов; 5 — среднеобломочные туфолавы и игнимбриты трахилипаритов; 6 — агломератовые крупнообломочные литовитрокристаллокластические туфы трахилипаритов; 7 — витрокристаллокластические туфы дацитов; 8 — алевропелитовые туфы трахилипаритодацитов; 9 — туффиты, туфопесчаники, туфоалевролиты с прослоями известковых туфов; 10 — кластолавы андезито-дацитов; 11 — метокристаллокластические туфы трахилипаритов; 12 — диориты и кварцевые диориты; 13 — псаммитовые туфы трахилипаритов; 14 — рудные залежи

Рудовмещающие породы претерпели интенсивную дорудную гидротермальную переработку с образованием вторичных кварцитов, характеризующихся четко выраженной зональностью.

Месторождение комплексное и содержит медь, свинец, цинк, барит. В качестве примеси в рудах, а иногда во вмещающих породах содержится золото (рис. 16).

Известны маломощные баритовые жилы, пластообразная залежь окисленных баритовых руд, слепые барито-полиметаллические рудные тела и, наконец, значительная по масштабам медноколчеданная залежь.

Пологие зоны милонитизации и тонкофлюидалные лавы липарито-дацитов и тонкослоистые плотные туфоалевролиты представляли собой хорошие рудозкранирующие поверхности для формирования наиболее мощных рудных тел, несущих богатую минерализацию с уменьшением мощностей и выклиниванием оруденения.

Медноколчеданные руды образовались в интервале температур 370—290 °С, а барит-полиметаллические 220—100 °С. По данным В. Г. Гогишвили и Д. В. Аревадзе, такие перепады температур при малом вертикальном размахе (150—200 м) оруденения указывают на резкую смену физико-химических условий гидротермального процесса. Рудоотложение происходило в метастабильных условиях, и

все разновидности руд образовались из одного многокомпонентного раствора путем дифференциального отложения руд разных типов.

Рудоотложению предшествовал метасоматоз рудовмещающих пород, и эти два процесса продолжали друг друга с некоторыми перерывами, укладываясь в гидротермально-рудный этап. Большое сходство Маднеульских метасоматитов (вторичных кварцитов) с метасоматитами современных вулканических областей (Курилы, Камчатка и др.), структурная приуроченность вторичных кварцитов и месторождения к флангам палеовулканической постройки показывают связь месторождения с поствулканической гидротермальной деятельностью. Месторождение относится к среднетемпературному вулканогенно-метасоматическому близповерхностному типу рудообразования.

Давид-Гареджинское барит-полиметаллическое месторождение локализовано в западной части Маднеули-Поладаурского рудного района. Рудное поле, расположенное в северной части вулканотектонической депрессии, охватывает барит-полиметаллическое месторождение и ряд баритовых проявлений, залегающих в нижнесантонских отложениях.

Комплекс вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований прорывается субвулканическими телами липарито-дацитовых порфиров, диабазовых и андезитовых порфиритов, сконцентрированных в северо-восточной части рудного поля. Разрез венчается покровным телом липарито-дацита куполообразной формы с пологим северным погружением и крутым падением на север-северо-восток.

Рудные тела барит-марганцевого и барит-полиметаллического состава с пологим залеганием приурочены к поверхностям стратификации вулканогенных вмещающих пород и межпластовым срывам. Характерен литологический контроль для полиметаллических руд, залегающих на нижних горизонтах месторождения.

По данным Т. Г. Зулиашвили с соавторами, четко проявилась метасоматическая зональность, увязывающаяся с определенными рудами: к залегающим на высоких горизонтах кварц-адюлярным породам приурочены барит-свинцово-цинковые рудные тела, а с нижними пропилитами связано полиметаллическое оруденение.

Близповерхностное марганцево-баритовое рудное тело, по данным Ю. И. Назарова, в мелкозернистых интенсивно минерализованных туфах образует чашеобразную залежь. Подстилающими являются вторичные кварциты, содержащие значительное количество субвертикальных рудоподводящих кварцево-баритовых жил, вверху сочленяющихся с чашеобразным рудным телом.

Цителсопельское медное месторождение (Грузинская ССР) Маднеули-Поладаурского рудного района не имеет выхода на дневную поверхность. Месторождение залегает в кислых туфах верхнемеловой толщи, где на глубине около 150 м вскрыт мощный горизонт вторичных кварцитов, содержащих прожилково-вкрапленное сульфидное оруденение меди. В месте сгущения рудных прожилков и вкрапленности оруденение приобретает штокверковую форму.

Ю. И. Назаровым и Т. Ш. Гогишвили установлено, что гидротермально измененные породы, превращенные во вторичные кварциты, распространены на значительной площади и повсеместно содержат

халькопирит-пирит-кварцевые прожилки и вкрапленность. Среди вторичных кварцитов описаны различные фациальные типы, обогащенные либо серицитом, либо глинистыми минералами, либо хлоритом, либо алунитом. Повсеместно развита пиритизация; встречаются внутриформационные покровы альбитофиров и реже — секущие тела того же состава.

Поладаурская группа железорудных месторождений расположена в восточной части рассматриваемого рудного района. Территория сложена мощной верхнемеловой вулканогенной толщей, представленной туфами и лавами альбитофирового, дацитового и андезитового состава. В стратифицированных вулканитах установлено множество дайко-, жило- и куполообразных тел дацитов и альбитофиров. Куполовидные субвулканические тела, как правило, локализованы на участках развития пологих брахиформных складок.

На месторождениях Демурсу и Саркинету среди гидротермально измененных — хлоритизированных и окварцованных пиритизированных туфов встречены линзы скарнированных известняков.

Рудные тела, изученные К. Е. Габуня и др., представлены пласто- и линзообразными залежами длиной по простиранию до 500 м и по падению до 300 м; максимальная мощность линз достигает 40 м. Гематитовые залежи приурочены к пологим межпластовым трещинам, развитым в крыльях брахискладок и местами секущим слоистость вмещающих пород.

На участке Багдади залегание рудных тел обратно падению вулканогенной толщи.

Большинство рудных тел ограничивается крутопадающими дорудными трещинами либо экранирующими дайками альбитофиров, отмечается ветвление рудных тел. По структурно-текстурным особенностям руд установлено, что на гематитовое оруденение наложена медная минерализация. Разновозрастность и многостадийность рудной минерализации Маднеули-Поладаурского рудного района связана со сложным развитием мелового вулканизма в Южной Грузии.

Олово-вольфрам-полиметаллическое месторождение Акенобе (Япония) расположено во внутреннем поясе юго-западной японской дуги о. Хонсю среди зеленых туфов андезитов и других вулканогенных образований неогена.

В пределах рудного поля, описанного Т. Накамура и М. Хунаха-си, неоген-четвертичные вулканы частично перекрывают поднятие палеозойского фундамента, представленного терригенной толщей пермо-карбона, сохраняющей в пределах грабенных вулканогенных отложений триаса и пирокластолиты мела. Перечисленные формации прорываются небольшими интрузивами гранитоидов формации Арига (75 млн. лет).

Кварцевые и халцедон-кварцевые жильные тела в верхних частях, проникающих в вулканы, обогащены сульфидами и местами переходят в колчеданные залежи типа «куроко», содержащие повышенные количества золота и серебра. Ниже они кварцевые, а в корневых зонах содержат топаз и флюорит. Жилы сформированы в процессе многостадийного гипогенного выполнения, тяготеют к зонам брекчирования и трещинам многократного приоткрывания, что отчет-

ливо подчеркнута полосчато-ленточным строением жил, с чередованием разновременных минеральных ассоциаций. Телескопированные жильные выполонения отличаются переменными соотношениями минеральных скоплений разных стадий, среди которых к более ранним относятся отложения минералов олова и вольфрама, к промежуточным — сульфидов меди, цинка и свинца, а к завершающим — золото-серебряная ассоциация.

В формировании рудных тел намечается шесть стадий: кварц-касситеритовая, кварц-касситерит-вольфрамитовая, кварц-халькопиритовая, кварц-сфалерит-галенитовая, халцедоновая и золото-серебряная. Повторное раскрытие рудовмещающих полостей местами приводит к появлению поздних ассоциаций с оловом и вольфрамом, наложенных на сульфиды меди и цинка. На фоне отчетливой стадияльной зональности в рудном поле достаточно четко проявлена горизонтальная и вертикальная минеральная зональность. Околорудно измененные породы сложены кварцитами, березитами (преимущественно по риолитам), пропилитами (по андезитах) или хлоритолитами (по терригенным вмещающим породам).

Колломорфные структуры некоторых руд свидетельствуют об их формировании из высокотемпературных гелей. Диапазон температуры отложения минеральных ассоциаций разных стадий составляет 350—160 °С.

Оруденение генетически связано с завершающим развитием экзтрузий андезитов и риолитов сложнодифференцированного комплекса позднеэретичной андезитовой серии.

Месторождения вулканического уровня

Рудные концентрации вулканического уровня системы чрезвычайно разнообразны как по структуре и составу, так и по форме связи с вулканическими аппаратами и их деятельностью. Если в месторождениях субвулканического уровня весьма часты месторождения переходного типа, то на самых высоких уровнях вулканической системы такие переходные типы распространены повсеместно; почти везде переходят друг в друга рудные тела, отличающиеся морфологическими особенностями, составом и условиями залегания, свойственными разным уровням. К месторождениям вулканического уровня мы относим рудные тела, расположенные преимущественно в структурах вулканических построек среди различных туфов, игнимбритов и лав, а также в вулканических жерлах, жерловых заполнениях (некках и экзтрузиях, эксплозивных брекчиях и др.). Встречаются также линзо- и пластообразные рудные тела, сформировавшиеся путем замещения зон межпластовых срывов, и неправильные сложные залежи, структура и форма которых определяются оползанием и обрушением блоков пород, происходившими в процессе вулканизма.

Месторождения вулканического уровня характеризуются разнообразием форм и состава, и их можно разделить на поверхностные и малоглубинные, образование которых происходит на глубинах не более 800—1000 м.

Группа месторождений, залегающих в вулканической постройке, близка к группе вулканических гейзерито-опалитовых месторождений В. Н. Котляра.

Особое место занимают месторождения, формировавшиеся в субаквальных условиях. Как правило, они образуются за счет флюидов, поступающих по трещинам на дно водоемов. Эти процессы достаточно подробно рассмотрены в работах Г. С. Дзюценидзе, В. И. Смирнова, Н. С. Скрипченко и др.

Чемпуринское месторождение ртути (СССР) расположено в зоне активного палеогенового и неоген-четвертичного вулканизма. По данным В. И. Безмертного, оно сложено вулканогенными толщами олигоцена — среднего миоцена, прорванными субвулканической интрузией кварцевых диорит-порфиров. Нижняя толща представлена переслаивающимися псефитовыми, псаммитовыми и пелитовыми туфами и андезитами и смята в антиклинальную складку; месторождение локализовано на юго-восточном крыле последней. Верхняя толща сложена туфами и покровами андезито-дацитов и андезито-базальтов, с которыми ассоциированы субвулканические и экструзивные тела того же состава.

Интрузия кварцевых диорит-порфиров образует систему секущих и межпластовых тел, прорывающих палеогеновые породы. Широко распространены разрывные нарушения, контролирующие оруденение среди поля развития гидротермальных метасоматитов, по В. П. Федорчуку и др. (формация вторичных кварцитов); рудные зоны как по вертикали, так и по латерали прослеживаются на сотни метров. Оруденение неравномерное, с вертикальной зональностью. Наиболее богатые участки месторождения располагаются близ нижней экранирующей поверхности андезито-базальтов.

В формировании месторождения выделено три стадии минерализации, датируемые среднеплиоценовым возрастом. Минеральные парагенезисы и состав руд и метасоматитов отвечают опалитовой формации. С ртутной минерализацией в районе ассоциируют золото-серебряная, полиметаллическая и серная, из которых золото-серебряный и полиметаллический типы руд связаны с миоценовым вулканизмом, ртутное оруденение — более позднее, а серное — завершает многоактный процесс минерализации.

Месторождение Пламенное (СССР). По данным В. И. Копытина, оно связано с вулканическим куполом мелового возраста, приуроченным к узлу пересечения региональных разломов. В основании вулканической постройки залегают дислоцированные терригенные отложения верхнего триаса и вулканогенно-осадочные образования валанжина. Вулканический купол представлен различными эффузивами липаритового ряда и субвулканическими интрузиями. Эффузивная толща, залегающая почти горизонтально, сложена снизу вверх: покровом крупнопорфировых липаритов калиевого ряда — горизонтом игнимбритов и потоками порфировых липаритов (В. П. Федорчук и др.). Главное рудное тело — почти горизонтальный пласт оруденелого липарита. Густая вкрапленность киновари развивается по основной массе липаритов, тогда как порфировые вкрапленники замещаются очень слабо. Обогащенные участки приурочены к зонам ок-

варцевания или к трещинам, выполненным низкотемпературным кварцем. В руде встречаются антимонит, пирит и марказит.

Околорудные изменения зональны как в горизонтальном, так и в вертикальном направлениях: вблизи от рудного тела располагается зона монокварцитов мощностью 3—5 м; далее следуют серицитовые вторичные кварциты с каолинитом и адуляром (30—40 м) (к этой зоне приурочена основная масса руды); зона аргиллизированных осветленных пород переходит в слабо измененные вмещающие породы.

Месторождение Грендеш (СССР). По данным В. Н. Зайцевой и др., штокверковая система крутопадающих рудных жил сходится на глубине 150—200 м в единый рудный пучок, переходящий в тело взрывных брекчий, развитых в сводовой части небольшого штока гипабиссальных диоритов. Вмещающие породы — пластичные миоценовые глины.

В оруденении отмечается вертикальная зональность: верхние горизонты месторождения представлены преимущественно ртутными (киноварь-метациннабаритовыми), а нижние — свинцово-цинковыми (галенит-сфалеритовыми) рудами.

Месторождение Боркут (СССР). Структурно и, вероятно, парагенетически оно связано с штоком субвулканических мелкозернистых диоритов. Главной рудоконтролирующей структурой с выдержанными концентрациями киновари и метациннабарита является контакт интрузивного тела. Глины содержат маломощные прослои песчаников и вулканогенных пород. Выявлен рудный столб, прослеживающийся на значительную глубину и структурно связанный с рудными телами других морфологических типов, среди которых особо выделяются небольшие, но очень богатые рудные тела, представляющие собой клинообразные жилы, сложенные почти чистой скрытокристаллической киноварью. Они локализованы в контракционных трещинах, развивающихся в апикальных частях диоритового штока, а по восстановлению от последнего быстро выклиниваются на расстояние в несколько десятков метров.

Отдельные рудные тела развиты в горизонтах песчаников и в глинистых породах; в местах пересечения нарушений локализуются штокверки.

Рудопроявление ртути вулкана Менделева (о-в Кунашир) представлено опалитовым типом, в котором установлены колчеданные руды с киноварью, причем, по данным Н. Озерова, Н. Х. Айдиньяна, М. Добровольской и др., отложение последней из фумарольных парогидротерм вулкана продолжается и в настоящее время. Лавы вулкана сложены андезито-базальтами, а экструзивный купол — оливинсодержащим дацитом. Вулканические породы интенсивно изменены и превращены в опалиты с алунитом, кварцем, халцедоном и самородной серой. Оруденение и измененные породы сходны с месторождением Матсуо в Японии, где сульфиды железа и ртути образовались метасоматическим путем из гидротермальных растворов. Предполагается, что железо выносятся из вулканических пород в процессе их опалитизации. Продукты гидротермальной деятельности (опалиты, колчеданные руды и самородная сера) обогащены ртутью. Термальные

воды, формирующие ртутную минерализацию, сероводородные, слабо минерализованные с $pH < 7$ и температурой около $100^{\circ}C$.

Рудопроявление в кальдере Узон (Камчатка). Здесь в настоящее время формируется комплексное ртутно-сурьмяно-мышьяковое сульфидное оруденение, приуроченное к выходам высоконагретых термальных вод. Среди осадков аморфного кремнезема и гидротермально измененных пород отложены реальгар, аурипигмент и айтмонит; из других сульфидов установлены пирит, марказит, киноварь, метациннабарит, сфалерит, ковеллин, халькозин. Из нерудных: опал, сера, гипс, барит, глинистые минералы, а на глубине — кальцит. Рудная зональность прослежена на глубину до 7,5 м. Под поверхностной кремнистой коркой находится прослой с аурипигментом и серой, ниже обогащенный реальгаром, антимонитом и киноварью, а еще ниже среди рудных минералов преобладают пирит и марказит. Проявление современных металлоносных терм сопряжено с активным андезито-базальтовым вулканизмом. Гидротермы выходят в пределах вулканотектонической депрессии, сложенной продуктами кислого вулканизма (туфы, игнимбриты, экструзивы и лавы дацитового и липаритового состава) и базальтового вулканизма. Это слабощелочные хлоридно-натриевые воды. О сложной природе термальных вод свидетельствует, в частности, изотопный состав серы.

Месторождение Ллалагуа (Боливия). Осадочные отложения палеозоя и мела, образующие антиклиналь, рассеченную разломами, прорваны субвулканическим этмолитом неогенового возраста (9,4 млн. лет), сложенным кварцевыми латитами и их брекчиями. Субвулканические породы и вмещающие отложения разбиты несколькими системами трещин.

Рудные тела представлены крутыми протяженными (более 700 м) жилами, часто ветвящимися, с неравномерным оруденением.

Минералообразование происходило в пять стадий: 1) кварц-висмутин-касситеритовую; 2) пирротиновую (с франкентом); 3) пирротин-арсенопиритовую (со станнином); 4) пирит-марказитовую; 5) сфалеритовую. Вмещающие породы, особенно латитовые порфиры, турмалинизованы, серицитизированы и окварцованы. Горизонтальная зональность, по Ф. Альфельду и Ф. Тэрнеру, концентрическая; центральная зона (на глубине 250—450 м от поверхности), сложенная касситеритом высокотемпературной ранней стадии, окаймляется на нижних и верхних горизонтах, а также на флангах месторождения сульфидной зоной, обогащенной сульфосолями, в том числе станнином. Глубина формирования месторождения Ллалагуа около 800 м.

Месторождение Лако (Чили). Сильно дислоцированные дотретичные осадочные образования перекрыты серией вулканогенных неогеновых и четвертичных пород. Нижняя толща сложена покровами андезитовых лав и потоков игнимбритов риолитового состава с прослоями пирокластических образований. Четвертичные вулканы представлены лавами и субвулканическими телами андезитового состава, слагающими вулкан Лако, проявлением деятельности которого было излияние магнетитовой лавы. Все магнетитовые потоки расположены по периферии пика Лако, который приурочен к древ-

нему кратеру, где в современную эпоху произошло внедрение куполовидной интрузии.

Строение потоков руды неоднородно: встречаются участки с плотной, пористой или флюидальной текстурой. Основная масса руды имеет пористое, ноздреватое и даже пузыристое строение. В магнетитовой лаве включены обломки подстилающих пород. Поры и каверны имеют гладкие овальные стенки, иногда покрытые слоем кристаллов магнетита или псевдоморфоз гематита по магнетиту. В залежи отмечаются трубчатые каналы, ориентированные по мощности рудного тела с диаметром в несколько сантиметров при длине несколько метров. Стенки каналов выложены кристаллами магнетита до 4 см. Постоянно встречаются зерна кварца, плагиоклаза, актинолита; спорадически отмечаются скаполит и апатит.

Образцы магнетитовой руды описываемого месторождения детально изучены В. И. Старостиным и Г. П. Кудрявцевой.

Месторождение Монте-Амиата (Италия). Вулканические породы трахитового состава связаны с крупной вулканоструктурой, расположенной на пересечении двух региональных разломов, сопровождающихся мелкими нарушениями. Эти структуры являлись рудопроводящими, и их влияние распространяется на десятки километров за пределы рудного поля.

С нарушениями ассоциируют многочисленные ртутные и ртутно-сурьмяно-мышьяковые руды.

Рудные залежи плащеобразной формы, в зоне контакта молодых осадочных карбонатно-терригенных пород перекрываются по надигам интенсивно измененными трахиандезитами. Последние вместе с пачками глинистых пород играли роль регионального экрана для гидротермальных растворов. Корни рудных тел уходят на глубину до 150 м, далее выклиниваются. Широко распространены месторождения и рудные тела различных морфоструктурных типов: штокверки в местах массового дробления литологически благоприятных пород, минерализованные зоны дробления и секущие жилы вдоль протяженных разломов и др.

Известны месторождения ртутисодержащих антимонитовых руд, связанные с залежами окварцованных пород, весьма сходных с джаспероидами. Эти залежи под сланцевым экраном в наибольшем удалении от рудоконтролирующей вулканической структуры характеризуются значительным вертикальным размахом оруденения и низкой температурой образования.

Тандзутское серноколчеданное месторождение (Армянская ССР). Вулканогенные породы среднего эоцена (рис. 17) разделяются на нижнюю (кислую) и верхнюю (основную) толщи. Нижняя, кварцпорфировая толща сложена чередующимися лавовыми покровами и вулканокластическими породами. В пределах рудного поля эти образования интенсивно гидротермально переработаны. Среди вулканокластических горных пород местами фиксируются линзо- и жиллообразные согласные и секущие тела субвулканических альбитизированных дацитов и кварцевых порфиров, а неподалеку от месторождения С. Ш. Саркисяном изучено крупное тело почти свежих субвулканических кварцевых порфиров.

Измененные кислые субвулканические породы не выходят за пределы кислой толщи.

Крупная субширотная Агстевская антиклиналь к западу от месторождения разветвляется на две самостоятельные антиклинали, разделенные синклиалью. Их крылья осложнены рядом разрывов.

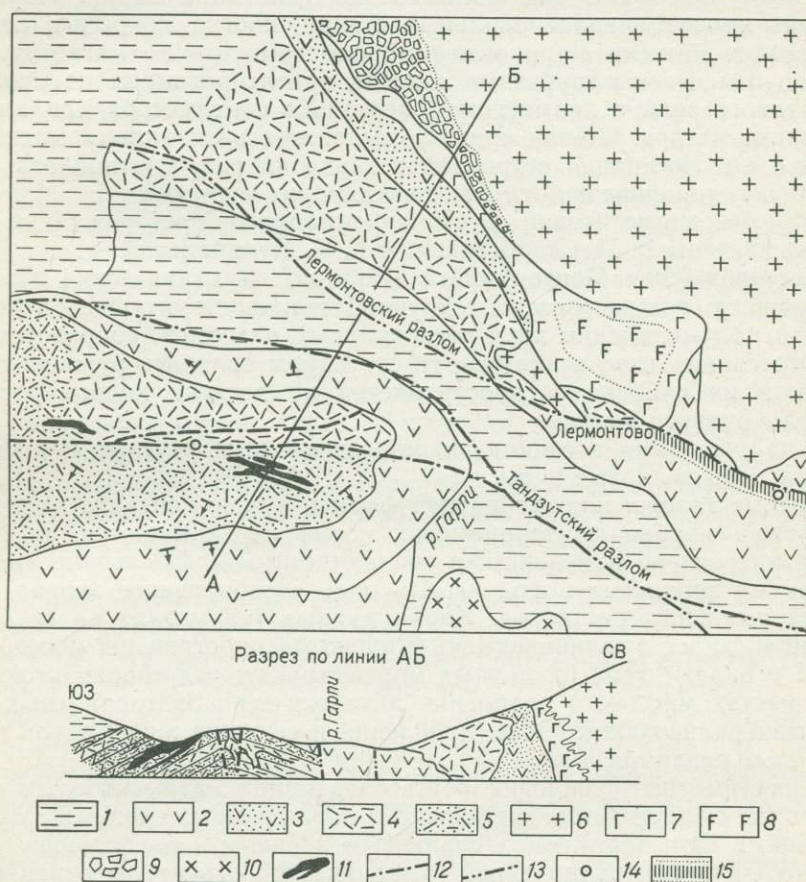


Рис. 17. Геологическая карта района и разрез Тандзутского серноколчеданного месторождения (по С. Ш. Саркисяну и Д. Г. Чатиняну).

1 — наносы; 2 — вулканогенная толща базальтового состава; 3 — ороговикованные вулканогенные породы; 4 — покровы и субвулканические тела дацитов и липарито-дацитов; 5 — туфы кислого состава; 6 — гранодиориты и кварцевые диориты эоцена; 7 — габбро мелкозернистые; 8 — габбро оливиновые крупнозернистые; 9 — породы, инфильтрованные гранитоидами; 10 — порфиридные калиевые граниты; 11 — серноколчеданные залежи; 12 — главные разрывы; 13 — то же, предполагаемые; 14 — проявление медно-полиметаллической минерализации; 15 — зоны дробления и гидротермальных изменений

Наиболее крупный из них — Лермонтовский сброс с падением к юго-западу под углом 75—80°. Второй сброс — Памбакский протягивается южнее, параллельно Лермонтовскому, а третье крупное нарушение, параллельное Памбакскому и Лермонтовскому сбросам, ограничивает Тандзутское месторождение с севера. С главными сбросами

связаны более мелкие разрывные нарушения и зоны дробления, ориентированные согласно слоистости пород. Зальбанды рудного тела секут слоистость толщи.

Рудное тело подстилается интенсивно измененными — обеленными хрупкими, часто сыпучими вулканогенно-осадочными образованиями и перекрываются менее переработанными кварцевыми порфирами и дацитами покровного характера.

Мелкозернистый пирит имеет тонкослоистую текстуру, унаследованную от рудовмещающих пород. Богатые руды массивного сложения, и в них сохраняются лишь реликты слоистости. Широко распространен брекчиевидный тип руд — крупные обломки кислых лав среди тонкослоистого цемента, замещенного тонко- и мелкозернистым пиритом; обломки содержат убогую вкрапленность пирита или безрудны.

Состав руд Тандзутского месторождения сравнительно прост. Основной рудный минерал — пирит трех типов. Наиболее богат примесями пирит-2, содержащий Mn, Ti, Cr, Pb, W, As, Zn, Sn и др.

Халькопирит развит в верхних горизонтах рудных тел, а по периферии образует «чехол».

В рудах установлены также галенит, сфалерит, ковеллин, халькозин, рутил, станнин, виттихенит и др.

Месторождение Шаканаи (Япония). Сложено осадочно-вулканогенной толщей миоцена кислого состава. По данным И. Кодзирава и др., встречаются субвулканические тела риолитов и дайки диоритов. Общее пологое залегание толщи нарушено экструзивными куполами и расположенными между ними депрессиями с рудными телами. Синвулканические разломы и зоны трещиноватости служили рудоподводящими каналами. Рудные тела представлены согласными пластовыми и линзовидными залежами, в лежачем боку которых находятся жилы и штокверки. Линзы руд имеют площадь до 50 000 м², а мощность от 10 до 70 м. Типы руд: «куроко» (черная руда) — пирит-халькопирит-галенит-сфалеритовая, «око» (желтая руда) — пирит-халькопиритовая, «рюкоко» — пиритовая и «кейко» — кремнистая, содержащая сульфидные прожилки. Первые три типа относятся к сингенетичным, четвертый — к эпигенетичным образованиям. Главные минералы: рудные — пирит, халькопирит, сфалерит, галенит и тетраэдрит; нерудные — кварц, барит и гипс; текстуры — полосчатые, слоистые, брекчиевые, прожилковые и вкрапленные; структуры — метаколлоидные, колломорфные, глобулярные, аллотриоморфнозернистые, эмульсионные, решетчатые, интерстициальные и радиально-лучистые. Околорудные изменения выражены в аргиллизации, цеолитизации, окварцевании, серицитизации и хлоритизации вмещающих вулканических пород [23].

Наблюдается четкая вертикальная зональность в распределении различных типов руд. Массивные черные руды ниже переходят в желтые руды, а затем сменяются пиритовыми, представленными сверху брекчиевыми разностями, а ниже — пылевидным пиритом, тонкорассеянным в кварц-серицитовых метасоматитах. На нижних горизонтах развиты штокверки прожилковых кремнистых руд, содержащих халькопирит, сфалерит и галенит, а также барит. Они подстилаются

гипсовой зоной с ангидритом, распространенной в краевых частях риолитовых экструзивов и пирокластах.

Кремнистые руды гидротермального происхождения формировались при 295—200 °С (среднее 215 °С), черные руды — при 150—70 °С (среднее 115 °С). Температура рудоносных растворов снижалась по мере движения их вверх, где они выходили на морское дно.

Рудоотложение происходило в среднем миоцене (13 млн. лет) при завершении подводной вулканической деятельности, начавшейся в раннем миоцене и изменившейся от андезитов до риолитов.

Месторождение Жайрем (Казахская ССР). Вулканогенно-осадочные породы среднего девона и нижнего карбона включают продуктивную пачку, сложенную углисто-глинисто-кремнисто-карбонатными отложениями, прорванными субвулканическим телом трахитовых порфиров и дайками миндалекаменных порфиритов.

Рудные тела образуют согласные пластовые и линзовидные залежи мощностью от 5 до 25 м в брахиантиклинали, разбитой разломами. Различают сингенетические руды железного, железо-марганцевого и цинкового (пирит-сфалеритового) состава и эпигенетичные руды цинк-баритового, свинцово-баритового, свинцово-цинк-баритового и баритового состава. Главные минералы — пирит, сфалерит, галенит, халькопирит, гематит и марказит; нерудные — кварц, барит, кальцит и доломит.

Распространены внутрирудные взрывные брекчии, обломки которых представлены вмещающими породами, свинцово-цинковыми и баритовыми рудами.

Формирование месторождения Жайрем, по Н. П. Митряевой, происходило в три этапа. Первый этап — морское осадконакопление и затем диагенез, сопровождавшийся отложением сфалерит-пиритовых руд (120—100 °С). Второй — основной рудный этап — протекал в три стадии: 1) раннюю метасоматическую с альбит-доломит-кварц-сфалеритовой и пирит-кварцевой ассоциациями; 2) главную рудную метасоматическую со сфалерит-галенит-баритовой ассоциацией (150—140 °С); 3) прожилковую с кварц-кальцит-флюорит-сульфидной ассоциацией. Третий этап минералообразования имел две стадии: 1) рудную метасоматическую с ассоциациями кварц-баритовой (330—300 °С) и халькопирит-баритовой (280 °С); 2) поздних прожилков кварц-кальцит-баритового состава (175—170 °С). Между гидротермально-метасоматическим и поздним гидротермальным этапом внедрились субвулканические тела трахитовых порфиров и взрывные брекчии.

Горизонтальная зональность, по Н. В. Скрипченко (от центра к периферии): 1) центральной зоны кварцевых, кварц-пиритовых и баритовых метасоматитов; 2) галенит-баритовых метасоматитов; 3) галенит-сфалерит-баритовых метасоматитов; 4) баритизированных богатых свинцово-цинковых руд; 5) пластовых цинковых руд. В первых трех зонах — эпигенетичное гидротермально-метасоматическое оруденение, в четвертой оно сопряжено с сингенетичным гидротермально-осадочным, а в пятой и шестой зонах развит только пятый тип оруденения.

Месторождение Альмаден (Испания). Песчано-сланцево-вулканогенная толща силура — девона мощностью 4000 м включает лавы и туфы базальтов, долеритов и кварцевых андезитов и штоки-лейкократовых гранитов (возраст 320 млн. лет), дайки долеритов, риолитов и лампрофиров. Толща образует синклиналиную складку субширотного простирания, протягивающуюся на 25 км и осложненную поперечными сбросами.

Рудные тела сложены пластообразными и линзовидными залежами в крутопадающих горизонтах кварцитов, перекрытых глинистыми сланцами. Мощность пачки терригенных пород с рудоносными кварцитами 70 м. Длина рудных тел по простиранию 250—300 м при мощности 2—14 м, в среднем около 10 м. По вертикали оруденение прослежено до глубины 400 м. Главный рудный минерал — киноварь, второстепенные — самородная ртуть, пирит, халькопирит, пирротин, марказит, галенит, сфалерит и метациннабарит, главный жильный минерал — кварц, второстепенные — барит, кальцит, цеолиты и диксит.

На возраст и генезис месторождения имеется две точки зрения [33]: 1) образовалось в альпийскую эпоху как гидротермальное, о чем свидетельствует наличие богатых руд вблизи сбросов, вдоль которых наблюдается каолинизация и ртутная минерализация; 2) сформировалось в каледонскую эпоху как вулканогенно-осадочное.

Серное месторождение Адзума (Япония). Рудовмещающая толща представлена чередованием вулканических пород андезитовой толщи позднегерцинского и более молодого возраста различной проницаемости — лав, туфов, агломератов и др. Мощная протяженная зона трещиноватости явилась рудоконтролирующей структурой, по которой рудоносные флюиды и гидротермы проникали в пласты высокопористых пород и формировали линзовидные серно-пиритовые залежи. В местах пересечения зон трещиноватости с проницаемыми слоями обнаружено шесть рудных тел, связанных с грибообразной зоной каолинизации, опализации, алунитизации и пиритизации. В нижней части зоны установлена монтмориллонитизация. Вертикальный размах оруденения не превышает 200 м [4].

Месторождения Мацуо и Хоробецу имеют аналогичное строение. Х. Мукайма установил, что поднимающийся флюид содержал серу, сероводород, серную кислоту, сульфиды и сульфаты, через трещины проникал в зону действия метеорной воды, смешивался с ней, быстро изменяя ее физико-химические свойства и превращая их в гидротермы, обогащенные серной кислотой.

Вулканогенно-осадочные месторождения

Мы рассмотрим месторождения, образовавшиеся в водной среде, обогащенной ювенильным веществом. Помимо продуктов, поступающих в водоемы с газогидротермами, насыщение морской воды связано с деятельностью вулканов, расположенных на различных расстояниях от водного бассейна. Вулканический материал поставляется в последний речными и дождевыми потоками и пеплом. Вулканические отложения залегают, как правило, среди осадочных толщ и лишь

по отдельным признакам связываются с вулканической деятельностью. Так, впервые вулканическое происхождение Чиатурского месторождения убедительно доказал Г. С. Дзоцидзе. К этому же типу авторы склонны отнести и другие месторождения: меди (Удоканское и др.), флюорита (Пьянчано в Италии), бора (США, Турция и др.), свинца, цинка и железа (Привольнинская группа в Армении и др.), железа и марганца (Армения, Грузия и др.) [29].

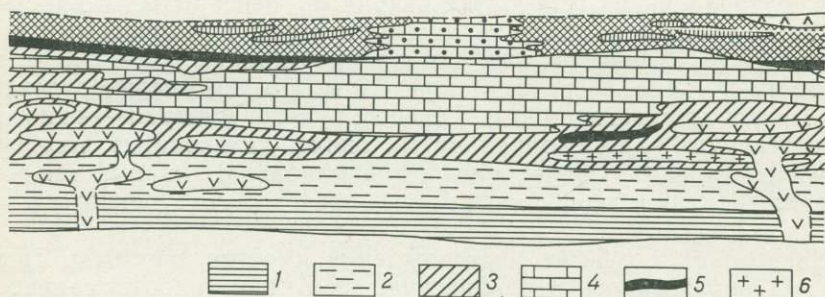


Рис. 18. Схематический фациальный профиль девонских

1 — сланцы нижнего девона; породы среднего девона: 2 — глинистые сланцы с прослоями и 7 — диабазы; породы верхнего девона: 8 — рифовый известняк, 9 — известковые

Классическим примером вулканогенно-осадочного рудообразования стало месторождение железа Лан-Дилль.

Группа месторождений железных руд Лан-Дилль (ФРГ) расположена в Рейнских сланцевых горах и объединяет 14 крупных и мелких месторождений, приуроченных к двум мульдам — Дилль на севере и Лан на юге (рис. 18).

Тектонические движения, начавшиеся в конце нижнего девона, были здесь наиболее резкими и сопровождалась образованием крупных разломов и излияниями мощных покровов лав и туфов диабазового и кератофирового состава (известково-вулканогенная формация).

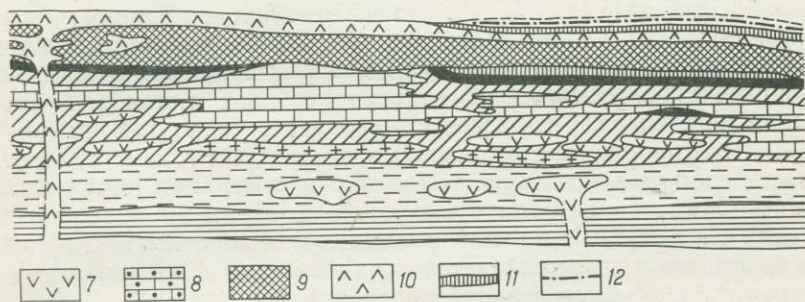
Железные руды, встречающиеся в разных частях разреза, всегда пространственно тесно связаны с вулканическими породами. Наиболее многочисленны мощные и выдержанные линзы железных руд среди отложений среднего и верхнего девона; более древние залежи локализованы в основании формации (эйфельский ярус), а наиболее молодые — на поверхности «покровного диабаза» (самые низы карбона).

Руды встречаются среди как мелководных, так и глубоководных осадков в серии линзообразных тел, которые иногда занимают различное стратиграфическое положение и сложены различными типами руд различной структуры.

Главные рудные минералы — магнетит, гематит и гидрогематит; встречаются железная слюдка, сидерит, пирит, марказит, железистые хлориты, шамозит, стильпномелан, железистый фосфат (дюфренит) и «антрацит».

Тесная пространственная связь железных руд типа Лан-Дилль с кератофирами и диабазами позволила признать их вулканогенно-осадочный генезис.

Разные исследователи расходятся лишь в представлениях о механизме образования залежей и о том, каким путем было доставлено железо к месту осаждения. Одни предполагают, что железо было выщелочено из богатых изверженных пород морской водой, подкислен-



отложенный в восточной части мульды Лан (по Кегелю).

конкрециями известняков, 3 — шальштейн, 4 — известняк, 5 — железная руда, 6 — кератофиры, сланцы, 10 — покровный диабаз, 11 — кремнистые породы, 12 — сланцы и граувакки

ной вулканическими эманациями. Л. Н. Формозова и И. Г. Магакьян считают более вероятным, что оно было вынесено из глубин подводными эксгаляциями во время или после извержений [25].

Месторождение Никитовка (УССР). Толща среднего карбона представлена переслаивающимися песчаниками, глинистыми сланцами, известняками и углями. Месторождение приурочено к куполам, осложняющим антиклиналь субширотного простирания. Складчатость сопровождается надвигами, диагональными разломами, пластовой и секущей трещиноватостью.

По данным В. П. Федорчука, С. И. Кирикилицы и др., рудные тела образуют согласные пластовые залежи и жилы. Первые приурочены к зонам сочленения Никитовского надвига с рудовмещающими песчаниками и к трещиноватым сводам куполов. Жильные тела залегают в поперечных и диагональных трещинах. Руды монометалльные — ртутные. Главный рудный минерал — киноварь; второстепенные — антимонит, арсенопирит, пирит и марказит; жильные — кварц, диксит, серицит и железистые карбонаты. Текстуры руд вкрапленные и прожилковые, реже массивные и брекчиевые. Структуры — метаколлоидные, цементационные, выполнения и взаимных границ.

Рудоотложение происходило в пять стадий: 1) арсенопиритовую; 2) кварц-арсенопиритовую; 3) антимонит-карбонатную; 4) антимонит-киноварную; 5) диксит-антимонит-киноварную. Температура выделения кварца 290—240 °С, киновари и антимонита 150—120 °С. Гидротермальные изменения вмещающих пород заключаются в их окварцевании, аргиллизации, диккитизации и карбонатизации.

Возраст месторождения позднегерцинский или киммерийский. Изотопный состав серы сульфидов характеризуется однообразием и близостью к составу серы метеоритов. Вероятно, рудоносные растворы были связаны с подкоровыми очагами щелочно-базальтовых магм, проявившихся в виде андезит-трахиандезитового дайкового комплекса (возраст 200—230 млн. лет).

Колчеданные месторождения Северных Мугоджар (СССР). Месторождения Летнее и Приорское из-за большого сходства характеризуются совместно А. Г. Злотник-Хоткевичем. Рудовмещающая нижняя толща силурийско-девонского базальтового комплекса имеет трёхчленное строение. В нижней части она сложена монотонной пачкой шаровых базальтовых и долеритовых лав мощностью более 1500 м. Выше следует горизонт стекловатых базальтов шаровой и мелкошаровой текстуры, базальтовых гиалокластитов и плагиопорфировых базальтов и долеритов (до 500 м). Верхняя пачка мощностью 400—500 м почти целиком сложена долеритами и долеритовыми базальтами. Рудные залежи размещены в зоне контакта стекловатых базальтов и гиалокластитов средней пачки с долеритами и долеритовыми базальтами верхней части разреза.

Рудные залежи имеют простую линзовидную и субпластовую форму без корней, занимая небольшие вулканические депрессии. Руды представлены пятью типами, сменяющимися друг друга от лежащего бока залежи к висячему: магнетитовые, магнетит-пиритовые, халькопирит-пиритовые, сфалерит-халькопирит-пиритовые и сфалерит-пиритовые, с постепенными переходами.

Рудные тела пересечены серией даек пироксен-плагиоклазовых базальтов и андезито-базальтов, являющихся корнями потоков того же состава, перекрывающих рудовмещающую толщу. В контактах с рудой в дайках наблюдается закалка, а в рудах — милонитизация.

Чиатурское месторождение марганца (Грузинская ССР). В изучении этого месторождения принимали участие Г. С. Дзюценидзе, Г. А. Мачабели, Г. А. Авалиани, Н. И. Хамхадзе, А. И. Махарадзе и др.

Рудоносная толща, датирующаяся олигоценом, почти согласно залегает на верхнемеловых известняках. В нижней ее части расположены кремнистые хемогенные осадки и песчано-глинистые отложения, перекрытые песками, глинами и известняками. Разрез завершается песчано-глинистыми отложениями сармата. Общая мощность олигоцена в отдельных местах достигает 150 м. Вся толща осадочных пород прорвана оливиновыми базальтами, а в самом основании олигоцена залегает рудоносный горизонт, перекрытый глинистыми и спонголитовыми песчаниками, которые восточнее замещаются майкопскими глинами.

Марганценосная свита представлена серией рыхлых кремнистых пропластков и пластов руды в виде уплощенных линз, прослеживающихся по простиранию на 200 м и более. Мощность рудного горизонта 14 м. Среди промышленных руд выделено три типа: окисные, карбонатные и окисленные. Геохимическая зональность выражена сменой окисных руд карбонатными в зависимости от фациальных ус-

ловий: первые типичны для участков развития более мелководных, а вторые — глубоководных осадков.

Рудовмещающие породы испытали слабое воздействие гидротермальных процессов и контактового метаморфизма — песчанистые прослои превращены в плотную стекловатую породу. Там, где базальты соприкасаются с богатыми рудами, отмечается некоторое возростание содержания марганца.

Г. С. Дзоценидзе и другие исследователи считают оруденение связанным с подводными гидротермами, привнесшими марганец в морской бассейн из близлежащей Аджаро-Триалетской геосинклинальной зоны [9].

Флюоритовое месторождение Пьянчано (Италия), по данным А. Сабатини, имеет пластовую форму, состоит из рыхлых пирокластических и терригенных отложений и образовалось за счет активности вулкана Сабацино. Рудное тело горизонтально залегает на маломощном покрове (0,5—1 м) молодых базальтов. Представлено двумя типами руды: глинистой и песчаной с туфом. Глинистая руда залегает на слоях песчаной руды с неровной границей.

Аналогичны по типу и составу месторождения Сабацино, Кастьел-Джулия, Коназано и некоторые другие, расположенные в долине Ферриере.

Мошеванское полиметаллическое рудопроявление (Армянская ССР). Толщи вулканитов среднего эоцена расчленены на три горизонта. Средний горизонт в некоторых разрезах отсутствует. Мощность среднеэоценовой толщи 1 км. На южном склоне Локского хребта установлен крутой флексуорообразный прогиб, связанный с разломом глубокого заложения. В окрестностях месторождения установлен ряд секущих дайкообразных, куполовидных и жильных тел диабазов, андезитов, дацитов и альбитофиров.

Стратифицированное полиметаллическое оруденение локализовано в пластах карбонатно-вулканогенных пород. На центральном участке выделено три рудных пласта, объединенных в рудную пачку общей мощностью 12 м. Мощность увеличивается при повышенной трещиноватости пород. В пластах оруденение неравномерное и представлено прожилками и вкрапленностью галенита, сфалерита и халькопирита. В отдельных участках «рудных пластов» сульфиды образуют разнообразные текстурные типы. Общая протяженность рудных пластов достигает 800 м.

В зоне перехода от туфов к известнякам наблюдается зональность в расположении различных фаций скарнов: пропилитизированный туф — кварцевый эпидозит — гранатовый скарн — пироксеновый скарн — волластонитовый скарн — слабо измененный известняк. Скарны сложного строения: окварцованный туф — кварцевый эпидозит — гранатовый скарн с участками кварцитов и вкрапленностью сульфидов — эпидотовый кварцит — пироксен — гранатовый скарн с наложенным оруденением галенита и сфалерита — пироксеновый скарн — слабоизмененный известняк — гранатовый скарн с наложенной сульфидной минерализацией — окварцованный туф — хлоритизированный туф. Кварциты образованы при воздействии на скарны кислых рудоносных растворов.

Главные рудные минералы: галенит и сфалерит; халькопирит распространен меньше, а гематит встречается реже. К числу редких минералов относится алтаит. Нерудные минералы представлены карбонатами (кальцит, анкерит, родохрозит), кварцем, эпидотом. Скарновые минералы — гранат и пироксены — значительно древнее сульфидов.

Джараерское медное рудопроявление (Грузинская ССР). Рудовмещающая толща в среднеэоценовых вулканогенно-осадочных породах со спокойным залеганием эпидотизированных и хлоритизированных андезитов, кверху переходящих в туфобрекчии, туфоконгломераты и туфы, чередующихся с шаровыми лавами базальтового состава.

Медное оруденение локализовано более чем в 15 трещинных нарушениях. Рудные тела контролируются контактами даек, а в альбитофировых дайках оруденение представлено тонкими прожилками халькопирита, кварца и гематита. Широко развита эпидотизация; в отдельных участках рудные прожилки пересекают дайки и переходят во вмещающие породы. Мощность одной из рудных жил с глубиной возрастает, достигая 1 м.

Жила, сложенная эпидотом с вкрапленностью халькопирита, гематита, галенита и примазками пирролюзита и псиломелана, имеет мощность 65 см.

Рудопроявление Вьючное (Армянская ССР). Моноклинально залегающие вулканокласты среднего эоцена содержат прослой эффузивных липаритов, фельзитов, липарито-дацитов, дацитов и сечется крупными дайками субвулканических липарито-дацитов.

По разлому «продуктивный» горизонт контактирует с подстилающими породами.

Разрез рудоносных горизонтов: 1) андезиты и андезито-базальты; 2) валунные и глыбовые туфы и туффиты мощностью до 85 м; 3) псаммо-псефитовые и алевро-псаммитовые туфы, туффиты и туфопесчаники с прослоями, обогащенными карбонатным материалом и содержащие вкрапленность галенита и сфалерита; 4) псаммитовые туффиты с прослоями и пачками псефитовых туфов и туфопесчаников; 5) липарито-дациты и фельзиты.

Чередование пород различного литологического состава — от грубо- до мелкообломочных вулканокластолитов — позволяет выделить в рудоносной толще подбитмы, каждый из которых завершается образованием одного или нескольких сближенных слоев рудоносных карбонатсодержащих аргиллитов, туфопесчаников или туффитов.

Всего установлено семь рудоносных пластов мощностью до 4,5 м, объединяющихся в верхнюю (4 пласта) и нижнюю (3 пласта) рудные пачки. Расстояние между отдельными «пластами» не превышает 8 м, а промежутки между рудоносными пачками достигают 40 м. Рудоносные пласты прослеживаются на 1 км и к западу погружаются.

Строение верхней рудоносной пачки показано на рис. 19. Прослой самых мелкообломочных пород с рудой отличаются повышенным содержанием осадочного (в том числе карбонатного) материала.

Рудопроявление Черемша (Армянская ССР). Среднеэоценовые вулканогенно-осадочные породы с прослоями эффузивов и осадочных отложений образуют пологую Черемшинскую синклираль северо-западного простирания, испытывающую погружение в том же направлении. В пределах участка ряд пологих складок расположен веерообразно.

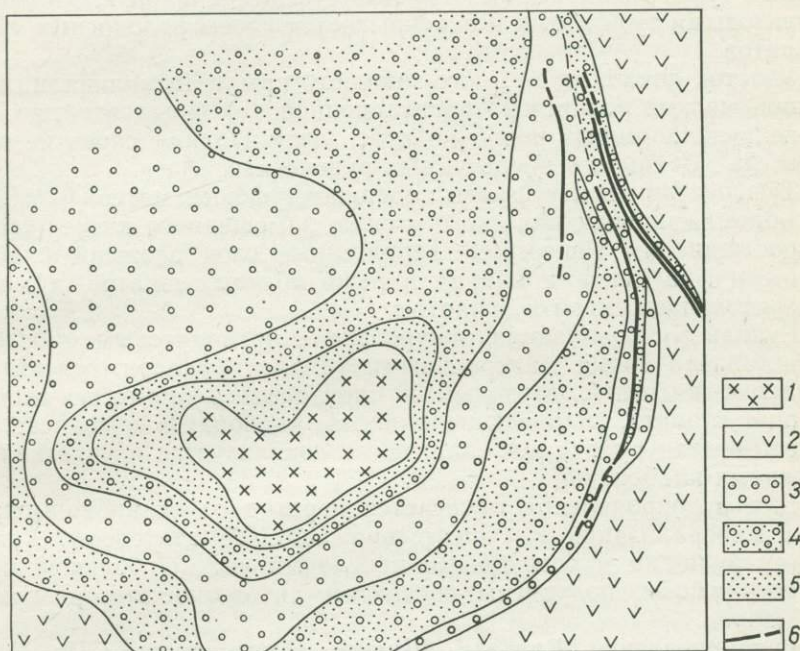


Рис. 19. Литологическая карта участка «Вьючный» Привольнинского месторождения (по В. М. Саакян и С. Ш. Саркисяну):

1 — фельзиты; 2 — валунные туфы и туффиты; 3 — псефитовые туфы и туффиты; 4 — псаммитовые туфы и туффиты; 5 — алевритовые и алевропелитовые туфы; 6 — «рудные пласты» со свинцово-цинковой минерализацией

Разрывы сопровождаются сильным дроблением, окварцеванием и ожелезнением вулканокластических пород и контролируют крупное дайкообразное тело липарито-дацитов, кверху переходящее в силл.

Рудопроявление Черемша отделено от Вьючного и Круглобугорского грабенообразным погружением, ограниченном северо-западными нарушениями; последние прослеживаются на склонах горы Медная. Северо-западное продолжение рудоносного горизонта сброшено и перекрыто фельзитами и фельзит-порфирами, обнажающимися на вершине горы Черемша.

Оруденение представлено двумя типами — стратиформными (и субстратиформными) ленточными рудами и лежащими ниже секущими прожилково-вкрапленными зонами.

Оба типа руд представлены ассоциацией галенита, сфалерита, халькопирита, гематита, барита, реже пирита, магнетита и гётита.

В стратиформных рудных телах, образующих протяженные и тонкие линзовидные залежи, оруденение вкрапленное и связано с кремнистыми скоплениями среди тонкослоистых алевритовых туфов и туффитов.

Рудопроявление Круглый бугор (Армянская ССР). Разрез рудонесной пачки представлен сменой (снизу вверх) псефитовых и валунных туфов, псаммитовых туфов и туфопесчаников, слоистыми аргиллитовыми туффитами и перекрывается слоем рудоносных туфоаргиллитов.

Участок локализован в юго-западном крыле антиклинали, осложненной мелкой волнистой гравитационной (?) складчатостью. Залегание вулканогенных пород пологое, углы падения слоев не превышают 25° . Вскрыто 9 прерывистых рудоносных слоев.

Туфопесчаники и туффиты содержат туфовый материал с мелкими обломками вулканического стекла, замещенного хлорит-серицит-гидрослюдистым веществом. Терригенные слои сложены слабоокатанными фрагментами кварца и реже полевых шпатов, а местами сидеритом, кальцитом и эпидотом.

Рудная минерализация приурочена к аргиллитовым прослоям и представлена тремя минеральными типами: сфалерит-галенитовым, сфалерит-галенит-гематитовым и пиритовым с примесью серицита, кварца, хлорита, гидрослюды, эпидота, карбонатов и граната. Наиболее богатая рудная минерализация локализуется в участках, обогащенных карбонатом.

Для рудопроявления отмечается переход от свинцово-цинкового типа минерализации к существенно медно-гематитовому. Границы между рудными и безрудными прослоями четкие, большей частью прямолинейные, подчинены контактам литологических разновидностей пород.

Рудопроявление Круглая Шишка (Грузинская ССР). Участок сложен кислыми вулканитами, рассеченными двумя крутопадающими разрывами северо-западного и северо-восточного простирания (рис. 20). Зона первого из них характеризуется сложным строением, с интенсивным дроблением вулканогенно-осадочных пород и вмещает прожилково-вкрапленное, гнездообразное и жильное оруденение барита с галенитом и реже сфалеритом. Широко развиты сургучные яшмы, пересекающиеся сложной системой кварцевых прожилков и содержащих шестоватые и пластинчатые выделения барита. Второй тип оруденения представлен рассеянной сингенетической вкрапленностью галенита и сфалерита среди вулканокластолитов.

Рудопроявление Медная Гора (Армянская ССР). Горизонт кислых лав сменяется кверху псефопсаммитовыми и псаммоалевритовыми туффитами и туфопесчаниками с прослоями туфов; разрез перекрывается псефитовыми туфами андезитового и андезито-базальтового состава. Оруденение, локализованное среди средне- и мелкозернистых карбонатных туфопесчаников и туфоаргиллитов, связано с разломом. Рудные тела представлены пластообразными телами тонкополосчатого строения и сложены чешуйчатым гематитом. Широко развита хлоритизация, тесно ассоциирующая с гематитовой. В рудных телах тонкие прослои гематит-хлоритового агрегата многократ-

но чередуются с такими же тонкими (3—10 мм) полосками светлых псаммо-алевритовых карбонатных туффитов. Участки брекчированных руд связаны с поздним разрывным нарушением.

Слоистые халькопирит-гематитовые руды на отдельных участках косо секутся тонкими кварцевыми прожилками, призальбандовые части их сложены молочно-белым кварцем, а вдоль осевой линии установлен тонкочешуйчатый гематит.

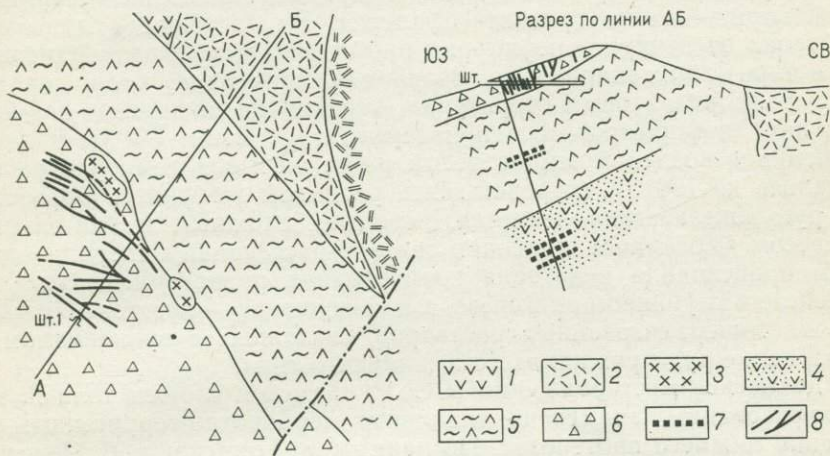


Рис. 20. Схематическая геологическая карта и разрез рудопоявления Круглая Шишка (по С. Ш. Саркисяну и В. М. Саакян).

1 — автокластические андезиты; 2 — экструзивные альбитовые фельзит-порфиры; 3 — фельзиты, фельзит-порфиры и их туфы; 4 — вулканокластиты кислого и среднего состава; 5 — туфы нарушенные и гидротермально измененные; 6 — то же, трещиноватые; 7 — вкрапленное оруденение галенита и сфалерита; 8 — жилы и прожилки карбонат-баритовые с сульфидами

Джезказган (Казахская ССР). Толща молассовых средне-верхне-карбонатовых отложений мощностью 600—700 м образована ритмично-переслаивающимися серо- и красноцветными песчаниками, алеврит-линтами, аргиллитами. Месторождение приурочено к Джезказганской синклинали в зоне сопряжения ее с Кингирской антиклиналью.

Рудные тела представлены пологими согласными залежами вкрапленных руд пластовой и линзовидной формы, приуроченными главным образом к сероцветным песчаникам, образующим девять рудодносных горизонтов. В них известно до 100 рудных тел мощностью от 0,5 до 20 м. Длина лентовидных залежей достигает первых километров при ширине 100—200 м и глубине до 600 м. Иногда оруденелыми являются секущие зоны дробления и трещиноватости. Главные минералы — халькозин, борнит, халькопирит, галенит и сфалерит; жильные — кварц, кальцит и барит; второстепенные — пирит, ковеллит, блеклые руды и гематит; среди редких — джезказганит $Re(MO)_2$. Текстуры руд вкрапленные, реже прожилковые; структуры — взаимных границ, сростания, замещения, микрографические, эмульсионные и реликтовые (глобулярные, крустификационные). Минералообразование происходило в два этапа: в ранний, когда отло-

жились тонкозернистые сульфиды (халькозин и др.) вкрапленных руд, и в поздний — с выделением крупнокристаллических агрегатов халькозина, галенита и сфалерита прожилковых руд. Изменения вмещающих пород — карбонатизация, окварцевание и альбитизация, а также сероцветная окраска пород — произошли при глубинном эпигенезе или гидротермальном метаморфизме.

Зональность в лентовидных залежах проявлена в смене сульфидов снизу вверх и к флангам в таком порядке: халькозин — борнит — халькопирит — пирит — галенит — сфалерит. В пластовых и линзовидных телах от центра к периферии наблюдается переход борнитовых руд в пирит-халькопиритовые. Возраст оруденения 260 млн. лет. Руды, судя по реликтовым структурам, ассоциации джарлеита и х-борнита начали формироваться при температуре менее 75 °С. В дальнейшем под воздействием нагретых подземных вод температура повышалась до 150 °С, сопровождаясь распадом х-борнита. Образование руд Джеккагана является, вероятно, сложным и длительным процессом. С осадконакоплением связана рассеянная минерализация, затем происходила некоторая концентрация рудного вещества при диагенезе и глубинном эпигенезе, а в завершение — под воздействием горячих минерализованных растворов, связанных с вулканизмом — образование руд прожилкового и жильного типа.

Удоканское месторождение (СССР). Участок сложен толщей метаморфизованных миогеосинклинальных карбонатно-терригенных отложений нижнего протерозоя. По данным Э. Гринталь и В. Четчина, рудоносная пачка мощностью 20—330 м образована ритмично переслаивающимися отложениями дельтовой и мелководно-морской фаций (снизу вверх): конгломерато-брекчиями, преимущественно кварцевыми песчаниками с известковистым цементом и алевролитами, с косою слоистостью. Месторождение приурочено к Намингинской брахисинклинали (длиной 15 км), опрокинутой к северу. Она осложнена складками и взбросо-сдвигами, к которым приурочены дайки габбро-диабазов.

Рудные тела имеют согласную пластовую, линзо- и лентовидную форму. Богатые залежи приурочены к поверхностям размыва в локальных депрессиях и русловых впадинах: они прослеживаются по простираю до 2—3 км. Выделяются три типа руд: пирит-халькопиритовые, халькопирит-борнитовые и борнит-халькозиновые, представленные кварцитовидными песчаниками или алевролитами с тонкой вкрапленностью сульфидов. Главные минералы — халькозин, борнит, халькопирит и пирит, второстепенные — магнетит и гематит. Руды монометалльные — медные, с примесью серебра. Текстуры руд вкрапленные и слоистые, а также пятнистые, брекчиевые и прожилково-вкрапленные; структуры цементные, аллотриоморфнозернистые, графические, решетчатые, эмульсионные, петельчатые и интерсертальные.

В вертикальном разрезе меденосной толщи намечаются четыре зональные серии регрессивного типа, в каждой из которых устанавливается смена (снизу вверх) пирит-халькопиритовых руд борнит-халькозиновыми; местами вертикальная зональность бывает обратной — трансгрессивного типа. Горизонтальная зональность выража-

ется в том, что к прибрежной зоне (на севере) тяготеют преимущественно борнит-халькозиновые руды, а к более глубоководным участкам лагунного бассейна (на юге) — пирит-халькопиритовые.

Намечается четыре стадии рудообразования. В первые стадии — седиментационную и катагенетическую — формировались промышленные руды. В последующие стадии их охватил региональный, а затем контактовый метаморфизм. Региональный метаморфизм зеленосланцевой фации перекристаллизовал цемент песчаников, регенерировал рудные минералы и образовал кварц-сульфидные жилы при температуре 300—400 °С. Контактново-метаморфический процесс, связанный с дайками габбро-диабазов, привел к более интенсивной регенерации сульфидов и возникновению в приконтактной зоне мелких, но довольно богатых кварцево-сульфидных тел с температурой образования 300—450 °С.

Месторождение соли и бора оз. Серлс (США). Четвертичные озерные отложения мощностью около 300 м представлены глинами и солями. На песчаноглинистых осадках залегают слои раннеплейстоценового возраста, перекрытые слоем глинистых осадков. Над ними лежат нижнее и верхнее соляные тела мощностью 9—12 м и 21—24 м, разделенные слоем глинистых осадков мощностью до 4,5 м. Нижнее и верхнее соляные тела занимают примерно одинаковую площадь, равную 12×8 км². В центральной части бассейна они перекрыты пластом каменной соли, по периферии фациально замещенным слоем глинистых осадков. Мощность перекрывающей каменной соли и глинистых осадков около 12 м, возраст — позднеголоценовый. По данным Хольсера и др., в окрестностях оз. Серлс распространены эффузивы — плиоценовые липариты, плиоценовые и плейстоценовые базальты и современные шлаковые и туфовые конусы. С плиоцен-четвертичным вулканизмом связана деятельность термальных источников, за счет которых осуществлялся привнос минеральных солей в озеро.

Глинистые минералы в донных осадках озер пустыни Мохаве представлены в основном монтмориллонитом и иллитом и в меньшем количестве хлоритом, а иногда каолинитом. Глинистые минералы являются переотложенными продуктами выветривания горных пород. Из аутигенных минералов в глинистых осадках присутствуют анальцит, филлипсит, кальцит, арагонит, доломит, гейлюссит, пирсонит, шайрерит, нахколит, нортупит, сульфогалит, а также бура в виде кристаллов.

Верхнее соляное тело состоит из троны, галенита и ганксита. Трона преобладает в нижней части соляного тела, галит — в верхней. С ними ассоциируют другие легкорастворимые соли, всего 25 минеральных видов, в том числе буркеит, мирабилит, тенардит, глазерит, нортупит, сульфогалит, галит и т. д., из борных минералов — бура, тинкалконит, а также сирлезит, типлеит и улексит.

В холмах на берегах озера найдена селитра, а в пределах озерной котловины обнаружена самородная сера, минералы серебра (кларгирит, эмболит), а также золото.

Месторождение бора Крамер (Северная Америка) изучалось Диббли, Смитом, Пюффером и др. Крупнейшее в мире скопление боратов приурочено к озерным олигоцен-миоценовым отложениям, залегающим с несогласием на интрузивных и метаморфических породах (рис. 21). Отложения нижней части толщи мощностью около 600 м сложены конгломератами, песчаниками, туфогенными породами и глинистыми сланцами, включающими слои карбонатных (известняки, доломиты) и кремнистых пород, а также базальтами. Средняя часть толщи представлена чередующимися базальтами, песчаниками и сланцами суммарной мощностью около 120 м. Базальты с минералами цеолитов, кальцита, халцедона, а иногда значительных скоплений улексита. Встречаются субвулканические тела дацитов позднеолигоценного — раннемиоценового возраста. Верхняя часть толщи сложена в пределах месторождения глинистыми сланцами мощностью 90—100 м.

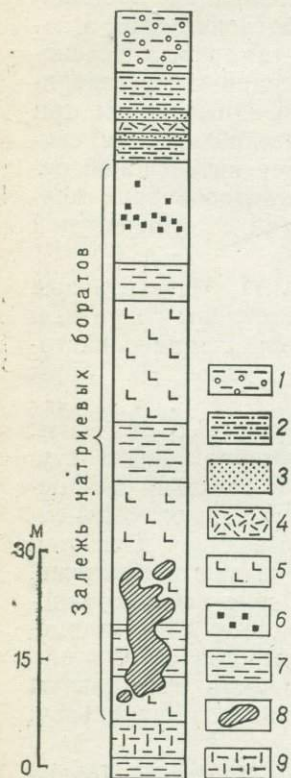


Рис. 21. Схема строения бораносной толщи месторождения Крамер, США (по Смигу).

1 — глинистый сланец с конкрециями кальцита; 2 — глинистый сланец с желваками и прожилками колеманита; 3 — прослой улексита; 4 — туфы; 5 — пласти чистой буры; 6 — бора с включениями реальгара и стибнита; 7 — пласти буры с глиной; 8 — тела чистого кернита; 9 — глинистый сланец с желваками и прослоями улексита

Встречаются включения гипса. В бораносных глинистых сланцах за пределами месторождения Крамер вскрыты пласты ангидрита. Над глинистыми сланцами располагаются красноцветные алевролиты и песчаники с прослоями туфогенного материала средне- и позднемииоценового возраста.

В глинистых сланцах присутствуют карбонаты (кальцит и доломит), сульфиды железа, мышьяка (реальгар и аурипигмент), сурьмы (антимонит), а также черстлеит, в туфовых слоях — адуляр, анальцим, клиноптилолит и гейландит. Обнаружены также высокие концентрации мышьяка (80 г/т), германия (50 г/т) и лития.

Главное рудное тело залегает на глубине от 40 м в северной и западной частях месторождения до 340 м в его южной части и представляет собой пластовую залежь линзообразной формы мощностью 24—90 м, в среднем около 45—60 м, на площади около 2×1 км². Руда представлена бурой, кернитом и тинкалконином. Наряду с ними в меньших количествах встречаются сирлезит в виде отдельных включений, улексит и пробертит, образующие маломощные прослои.

Формирование месторождения началось после излияния базальтов в депрессию и внедрения дацитов, тела которых прорывали ранее излившиеся лавы. В дальнейшем в депрессии образовалось мелководное озеро глубиной 10—20 м, пополнявшееся термальными ис-

точниками, привносившими, наряду с В, As, Sb, Ge, Li, и другие микроэлементы. Испарение бороносных растворов приводило к осаждению и накоплению боратов.

В пустыне Мохаве известно небольшое месторождение боратов — Калико-Даггет, которое не разрабатывается. Оно приурочено к озерным глинам среднемиоценового возраста. В районе месторождения на грубообломочных породах и вулканических агломератах, переслаивающихся с лавами и туфами андезитового и липаритового состава, залегает толща, сложенная песчаниками, глинистыми сланцами, известняками и кремнистыми сланцами с прослоями вулканического туфа. В верхней части этой толщи среди глинистых сланцев залегают желваки и линзы колеманита мощностью от 1,5 до 10 м. Встречаются целестин и стронцианит, а также идиоморфные кристаллы гипса, говлит, бакерит и пандермит. На контакте сланцеватых глин с андезитовыми туфами обнаружен улексит, выполняющий трещины в туфе.

Месторождение Фернис-Крик (Северная Америка), по сведениям Г. Мак-Аллистера, У. Смита, Дж. Уилбера и др., приурочено к озерным отложениям неогенового возраста, залегающим в толще вулканических туфов, базальтовых и андезитовых лав. Озерные отложения представлены складчатыми известняковыми, монтмориллонитовыми глинами с прослоями песчаников, известняков, базальтов, пеплов и гипсов, а также темно-серой пузырчатой лавы, по-видимому, кислого состава и прослежены на расстояние около 40 км. В верхней части отложений среди глинистых сланцев залегают бораты в виде желваков, прослоев, линз или пластов мощностью 1—3 м, иногда до 6—18 м, простирающихся на 0,5—1,2 км. Из боратов преобладают улексит и колеманит, пробертит, образующий рассеянные желваки или секущие прожилки; иньбит, иногда почти полностью замещенный колеманитом; гидроборацит, образующий небольшие желваки или веерообразные друзы на стенках каверн боратовых пластов, и танеллит, обычно в тесной ассоциации с гидроборацитом. В меньших количествах распространены говлит, бакерит, бура и пандермит.

Бораты отлагались в нескольких озерах в обширной депрессии. Источником бора были гидротермальные растворы, сопровождавшие излияние лав как основного, так и среднего и, вероятно, кислого состава.

Среди измененных оливиновых базальтов в районе Фернис-Крик выше бороносных озерных отложений местами встречаются колеманитовые и пандермитовые жилы мощностью до 5 см.

Месторождение Тинкалау (Аргентина) описано Херлбутом и др. Озерные отложения плиоценового возраста залегают с несогласием на докембрийских гранитоидах и гнейсах, а также палеозойских осадочных породах и представлены сильно засоленными терригенными образованиями. В их составе преобладают песчаники и аргиллиты, переслаивающиеся с конгломератами, вулканическими туфами, известняками, магнетитом и каменной солью, над которой располагается линзообразная залежь натриевых боратов мощностью более 30 м и площадью 0,1×0,08 км². Залежь сложена сверху бурой, а внизу кернитом, образующим неправильное тело мощностью до 10 м;

еще ниже находится несколько тонких прослоев аргиллитов, где встречены желваки улексита и пробертита и идиоморфные кристаллы иньойта, курнаковита и джинорита.

Бороносные отложения перекрыты красноцветной толщей мощностью 50 м, представленной аргиллитами, алевролитами и песчаниками с прослоями вулканических туфов. В дальнейшем они были смяты в складки, нарушены сбросами и частично эродированы, а затем перекрыты покровом четвертичных базальтов.

В озерных отложениях того же возраста в районе Сиджес отмечаются выдержанные прослои буры и иньойта, пласты колеманита, желваки улексита и гидроборацита, включения курнаковита. Как в районе Тинкалау, так и за пределами месторождения бораты осаждались вместе с туфогенно-глинистым материалом в бессточной котловине в процессе испарения бороносных гидротерм, связанных с вулканизмом.

Месторождение бора Кырка-Сарикайя (Турция). Плиоценовые озерные отложения выполняют депрессию, образованную вертикальными движениями по сбросам северо-северо-восточного — юго-юго-западного простирания. В окрестностях депрессии, по Кистлеру, развиты малые интрузии и неогеновые экструзии трахиандезитов и трахилипаритов. Озерные отложения, подстилаемые базальтами, занимают площадь около $(4-6) \times 2$ км² и представлены карбонатно-глинистыми породами, содержащими пласты вулканического пепла. Нижняя и верхняя части разреза озерных отложений, как и их окраины, сложены преимущественно карбонатными породами с прослоями сине-зеленых глин, обогащенных магнием и имеющих, по видимому, палыгорскитовый или сепиолитовый состав; центральная — в основном монтмориллонитовыми, а также, вероятно, палыгорскит-сепиолитовыми глинами и пластами неразложившегося пеплового материала. К зоне переслаивания мергелей и глин приурочены конкреции и пласты колеманита в ассоциации с иньойтом, мейергофферитом и танелитом. В верхней и периферических частях месторождения среди сине-зеленых глин встречаются включения идиоморфных кристаллов индерборита, гидроборацита, курнаковита и индерита. Ближе к центральной части месторождения распространен улексит, а в центральной — среди монтмориллонитовых глин залегает главное рудное тело, сложенное сверху бурой, а внизу кернитом.

Бороносные отложения перекрыты массивными известняками мощностью до нескольких десятков метров.

Образование боратов происходило в бессточных впадинах в результате выпаривания бороносных гидротермальных растворов, связанных с вулканизмом. Первыми из бороносных растворов осаждались карбонаты кальция (и магния), вслед за ними бораты — сначала кальциевые и магниевые в ассоциации с карбонатным и пеплово-монтмориллонитовым материалом, затем — натрий-кальциевые (улексит) и натриевые (бура), переслаивающиеся с пеплами и глинами.

Месторождение Эспей-Килик (Турция) изучали Вендель, Бюрцбургер, Хелвейси, Фирмэн и др. Озерные отложения залегают в депрессии протяженностью в несколько десятков километров при ши-

рине 5—6 км, на более древних осадочных и метаморфических породах — мраморах, слюдяных, известковых и хлоритовых сланцах и магматических породах основного ряда. Малые интрузии и кайнозойские эффузивы, представленные дацитами и андезито-базальтами, наряду с древними осадочно-метаморфическими породами, местами подстилают озерные отложения, слабо дислоцированы и пересечены сбросами. К сбросам приурочены термальные источники, откладывающие травертины и серу. Озерные отложения олигоцена мощностью до 800 м подразделяются на две толщи сходного строения: конгломераты, песчаники и глины с прослоями лигнита и гипса (красноцветная серия), которые выше переходят в серо-зеленые глины и мергели с кремнистыми прослоями («зеленая серия») и в известняки.

В бороносных глинах, как и в боратах, присутствуют самородная сера, реальгар и аурипигмент, целестин, в карбонатных породах — стронцианит. Бороносные отложения перекрыты массивными известняками мощностью до 50 м, местами — вулканическими туфами.

Осаждение боратов происходило в озерных водоемах одновременно с выносом кластического и пирокластического материала в зоне между песчанистыми отложениями окраин бассейна и карбонатными отложениями его середины. Бор отчасти приносился поверхностными водами из областей развития вулканических пород, но в основном гидротермальными растворами из глубинных разломов.

На месторождениях Хизарчик и Хамамкоу в верхней части зоны переслаивания глин, мергелей, туфов и известняков содержатся пласты боратов, образующие пачку мощностью до 26 м. Они состоят примерно на 3/4 из желваков колеманита и на 1/4 из глинисто-карбонатного материала, содержащего до 20 % колеманита. В среднем на 1 м³ породы приходится 1 т колеманита. В ассоциации с последним находятся волокнистый гипс, сера, реальгар, аурипигмент и целестин.

Месторождение Султан-Чаир (Турция). Неогеновые озерные отложения мощностью 200—250 м сложены мергелями и гипсами, которые переслаиваются с горизонтами грубообломочных пород. Местами отмечается присутствие известковистых и глинистых конкреций, а также лигнита. На окраине депрессии известны выходы кайнозойских андезитов, липаритов и их туфов. Борная минерализация, приуроченная к зонам перехода мергелей в гипсы, развита на площади около 7×2 км². В зоне сброса, пересекающего озерные отложения, она проявлена наиболее интенсивно, в основном говлитом и пандермитом, образующими желваки округлой или неправильной формы, неравномерно рассеянные во вмещающих породах. Для этого месторождения в толще озерных отложений характерны пласты гипса, свидетельствующие о существовании в то время сухого и жаркого климата.

На месторождении Кестелек пласты боратов (в основном колеманит) вскрыты в зоне переслаивания глин и мергелей.

Месторождение Искелекей (Турция). Озерные неогеновые отложения здесь расчленяются на две пачки. Нижняя сложена липаритами и обсидианами, верхняя, мощностью до 100 м, — в основном мергелистыми известняками, переслаивающимися с вулканическими

пеплами, монтмориллонитовыми глинами и пластами боратов. В последних содержатся прослой монтмориллонитовых глин мощностью до нескольких сантиметров. Среди боратов распространен улексит, образующий серии пластов мощностью до 2 м, реже — небольшие прожилки, секущие прослой монтмориллонитовых глин. С улекситом переслаиваются колеманит и иньбит, первый — образует пласты мощностью до 1—3 м, а второй — тонкие выдержанные прослой мощностью не более 2 см. Наблюдаются переходы иньбита в колеманит с образованием псевдоморфоз. С колеманитом и иньбитом тесно ассоциирует мейергофферит. Отмечено присутствие гидроборачита а также танелита (по трещинкам в улексите), говлита, индерборита, пандермита и стронциоджинорита.

Бороносные отложения перекрыты массивными известняками мощностью до 100 м. В тех случаях, когда пласты колеманита выходят на поверхность, они полностью замещаются кальцитом на глубину до 10—30 м.

На месторождении Бегендиклер подстилающие эффузивы представлены потоками андезитов и липаритов. На глубине отмечается присутствие малых интрузий гранитоидов и неогеновых экструзий трахиандезитов и трахитов. Озерные отложения — известняки с прослоями вулканических туфов и монтмориллонитовых глин имеют мощность около 100 м, занимают площадь 3×1 км². К глинам приурочены пласты колеманита с улекситом и терчитом мощностью до 2—3 м, местами до 6 м. В бороносных глинах присутствуют реальгар и аурипигмент.

Садка боратов происходила в озерных водоемах одновременно с выпадением вмещающих их пеплов и глин. Питание водоемов осуществлялось термальными водами, связанными с глубинными разломами и вулканизмом.

ВОПРОСЫ КАРТИРОВАНИЯ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД И ПРОГНОЗ СВЯЗАННЫХ С НИМИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Основные методы и объекты картирования

Геологические карты — информационная основа, определяющая ход геологоразведочных работ. Ускорение темпов научно-технического прогресса требует от картографической службы составления все более детальных и разнообразных по содержанию карт. С 1954 г., когда были строго регламентированы масштабы Государственных геологических съемок, наряду с традиционными начали использоваться новые методы геологических исследований, охвативших не только континенты с шельфовой частью, но и дно океанов. При этом изучаются не только верхние части земной коры, но и глубокие слои тектоносферы. В последние годы внедряются групповая геологическая съемка и аэрофото- и космогеологическое картирование. Широ-

кое развитие получили работы в области палеореконструкций, в частности вулcano-тектонических.

Основной целью геологической съемки всех видов является прогноз полезных ископаемых и создание геологических моделей районов и месторождений полезных ископаемых на основе интерпретации геофизических, геохимических и других материалов. В связи с этим главное значение приобретают различные виды геологических съемок масштаба 1 : 25 000—1 : 50 000, глубинное картирование погребенных и скрытых поверхностей и геологическое доизучение ранее заснятых территорий¹.

Резко возросшее число видов составляемых карт поставило перед геологами задачу систематизации картографических материалов, рассматриваемых как модели различных ситуаций — реальных или реконструируемых. Эти модели все шире используются для анализа взаимозависимости между отдельными процессами и явлениями, создания обобщенных теоретических построений и повышения на этой основе достоверности геологических прогнозов. Выбор области картирования, определяющей тематику карт геологического содержания, всегда обусловлен их назначением. При этом вся представляемая на картах информация прямо или косвенно привязывается к исходным объектам геологической съемки — геологическим телам или комплексам геологических тел. Степень ее достоверности зависит от методов исследований и способов интерпретации и обобщения полученных сведений.

Многообразие аспектов изучения геологических тел и их комплексов определяет разнообразие составляемых в настоящее время карт; из их числа выделяются те, которые отражают состояние лито- и тектоносферы в целом, и карты палеореконструкций, показывающие развитие определенного участка литосферы в историческом аспекте.

В связи с резким повышением интереса к вулканическим и субвулканическим образованиям как объекту поисков месторождений полезных ископаемых постоянно совершенствуются методы и расширяются объемы исследований в области картирования современных и древних вулканов орогенных областей, платформ и зон активизации, повышаются требования к результатам изучения как регионов развития вулканогенных образований, так и отдельных вулканических и вулcano-тектонических структур. При этом четко определены конечные цели отдельных стадий съемки: 1) для мелкомасштабных (1 : 1 000 000—1 : 500 000) регионально-геологических исследований это выявление закономерных связей магматических формаций с определенными типами полезных ископаемых в качестве основы при составлении мелкомасштабных прогнозно-металлогенических карт, 2) для среднемасштабного картирования (1 : 200 000—1 : 100 000) это анализ формационной принадлежности пород как одного из критериев потенциальной рудоносности на все возможные виды полезных ископаемых, 3) для съемки в масштабе 1 : 50 000—1 : 25 000 обя-

¹ По зарубежным данным, сроки необходимости обновления примерно 50 % геологических карт в среднем близки к 20 годам, а для горнопромышленных районов и районов интенсивного строительства могут составлять 10—15 лет.

зательно выделение перспектив главных для данного района полезных ископаемых до глубины, при которой экономически целесообразна их эксплуатация, хотя поиски ведутся на все виды полезных ископаемых.

Все вулканические породы, участвующие в строении разновозрастных вулканов как наземной постройки, так и ее фундамента, объединяются в единый вулканический комплекс. Выделение магматических комплексов основано на классификации пород по минеральному составу; для вулканогенных обломочных пород общепринятой классификации в настоящее время не существует.

Разделение магматических образований на металлоносные и безрудные основывается на сумме петрологических, минералого-геохимических и геологических данных. При этом металлогеническую специализацию их следует понимать не только как зараженность каким-либо рудным элементом, но и как закономерное изменение его содержания в генетически связанных сериях пород. Можно отметить, что в целом вопросы металлогенической специализации для вулканогенных пород разработаны слабее, чем для интрузивных.

Картирование областей развития вулканогенных пород позволяет установить сферы деятельности отдельных вулканов и направленность развития питающих их очагов. При этом данные петрографического изучения продуктов вулканизма позволяют определить различия в составе эффузивов внутри вулканических серий, выявить характер и направление дифференциации магматического расплава, родственную близость и своеобразие отдельных серий. Результаты спектральных анализов помогают расчленять вулканические серии вплоть до выделения различных фаций отдельных вулканов, важно при выявлении перспективных участков.

Особое значение для поисков полезных ископаемых имеет изучение и картирование продуктов автотематоморфизма пневматолитового и гидротермального этапов постмагматической деятельности. Грейзенизация и начальная альбитизация приповерхностных пород обычно проявлены слабо в связи с кратковременностью воздействия летучих веществ на магматические породы, их невысоким давлением и быстрой конденсацией, однако и с ними могут быть связаны значительные скопления руд. Так, по данным Ю. С. Кушпаренко и В. Г. Крюкова, в липаритах экзоконтактовой зоны Верхнеурмийского массива в Приамурье развиты грейзены сложного минерального состава с циннвальдит-олигоклаз-кварцевой, топаз-кварцевой и мусковит-кварцевой минеральными фациями; всем им синхронен касситерит с высоким содержанием ниобия и низким индия. Менее распространены кварцевые альбититы, локализованные в липаритах, дацитах, андезит-дацитах и их туфах, прорванных фельзитами и субщелочными гранит-порфирами с четкой тенденцией мономинеральности олова в форме касситерита с ниобием и индием. Некоторое количество сульфидов связано со скарноидами, локализующимися в верхнепалеозойских осадочных породах фундамента и в меловых эффузивных и интрузивных образованиях среднего и кислого состава. Вмещающие словорудные тела хлорит-турмалиновые метасоматиты занимают одно из ведущих мест среди магматических образований этого района.

Они локализованы в породах фундамента и вулканических построек, в интрузивных и дайковых образованиях, наиболее продуктивные их парагенезисы — турмалиновый, хлоритовый и адуляровый.

Самые значительные изменения пород, подлежащие картированию, происходят в гидротермальный этап автометаморфизма, широко распространенный в жерловых и околожерловых зонах вулканов: это пропилитизация (зеленокаменный гидротермальный метаморфизм главным образом средних и основных вулканогенных пород), образование вторичных кварцитов (метасоматическое гидротермальное изменение пород кислого, среднего и редко основного состава) и в некоторых случаях спилитизация (альбитизация лав среднего и основного состава).

Пропилитизация протекает в широком интервале глубин и температур, в связи с чем выделяются высокотемпературные (актинолит-эпидот-альбитовые), среднетемпературные (эпидот-хлорит-альбитовые) и низкотемпературные (хлорит-карбонатные, хлоритовые с адуляром и без него, цеолитсодержащие и др.) парагенезисы пропилитов, отражающие, соответственно, гипабиссальные, субвулканические и приповерхностные условия минералообразования. Хотя диагностировать пропилитизированные породы среди зеленокаменно измененных толщ чрезвычайно трудно, при картировании необходимо различать продукты пропилитизации и зеленокаменного метаморфизма пород вулканогенных формаций. Основной признак метасоматической пропилитизации вулканитов — сравнительная локальность ее проявления. Кроме того, следует учитывать, что при метасоматозе всегда проявляется тенденция к мономинеральности; при региональном метаморфизме — к гомогенизации первично неоднородного вещества, а при региональном метаморфизме изменяются и перекрывающие осадочные отложения, чего не происходит при автометаморфизме.

Вторичные кварциты образуются в вулканогенных толщах по всей глубине действия кислых газов и гидротерм, поэтому они наблюдаются в контактовых зонах субвулканических интрузий, в зоне вулканического аппарата и вокруг него по трещинам, а также в самых поверхностных горизонтах развития пористых, преимущественно пирокластических пород. Исходными для вторичных кварцитов являются жерловые и околожерловые фации вулканитов, главным образом продукты извержений центрального типа — лавы, туфолавы, игнимбриты и туфы. На щитах вторичных кварцитов нет — вероятно, они превращены в обогащенные кварцем высокоглиноземистые сланцы.

Массивы вторичных кварцитов картируются по резкому положительному рельефу, заостренности вершин массивов и общему светлому облику пород, нередко с пятнами ожелезнения и каолинизации. Основные их поисковые критерии — наличие жерловых и околожерловых фаций вулканогенных пород, субвулканических интрузий и зон разрывных нарушений. По данным В. И. Фомина, А. П. Дорогунина и др., на аэрофотоснимках признаками гидротермального изменения вулканогенных пород являются: 1) аномальная (по отношению к цвету неизмененных пород) окраска поверхности, 2) локаль-

ное развитие оползневых склонов, 3) локальное развитие бугров, просядок, западин, скальных пород, 4) отсутствие древесно-кустарниковой растительности.

С полями развития вторичных кварцитов и пропилитов связана основная масса полезных ископаемых вулканогенного генезиса. В большинстве случаев это дорудные образования, рудоотложение накладывается на серноколчеданные, алунитовые, пирофиллитовые и другие синметасоматические руды, сопровождается окolorудным изменением дорудных метасоматитов и не зависит от состава и степени изменения непосредственно окружающих пород.

Особенности морфологии, физических свойств и петрографо-структурных характеристик комплексов вулканогенных пород находятся в прямой зависимости от условий остывания магматического расплава, физико-географической обстановки формирования пород, характера извержений и накопления материала. Использование трех видов анизотропии пород — кристаллографической, формы зерен и текстурной — позволяет проводить петроструктурный анализ по физическим параметрам вулканогенных пород. Анизотропия диэлектрической проницаемости позволяет по эллипсоиду анизотропии установить тип текстуры вулканогенной породы, что может быть использовано при решении таких вопросов, как установление направления течения магматического расплава и определение фациальной принадлежности вулканитов (некки, дайки, покровы). Метод искусственного намагничивания ориентированного образца позволяет по направленности зерен магнетита, титаномагнетита, гематита и ильменита различать отдельные фации пород. Анизотропия скоростей упругих волн используется для выявления прототектонических текстур — линейности, трахитоидности, полосчатости; по положению эллипсоида анизотропии можно определить принадлежность вулканитов к дайковым телам, жерловым фациям, экструзивным куполам различных уровней среза. Анизотропия пьезоэлектрических свойств кварца, турмалина, нефелина и некоторых других минералов может быть использована при анализе структуры вулканических построек, в основном сложенных кислыми или щелочными породами. По пространственному расположению осей эллипсоида пьезоэлектрического модуля по ориентированным образцам можно выделять в пределах вулканической постройки блоки, испытавшие различные тектонические напряжения.

Повышение детальности картирования сопровождается ростом числа специальных карт фаций пород различного состава и генезиса, которые используются как основа при палеогеографических реконструкциях. Последовательность операций фациального анализа при палеовулканологическом картировании: 1) выделение фаций, 2) установление их характерных особенностей, 3) определение рядов фаций, 4) выявление вулканов и установление их типов [10]. В стратифицированных вулканогенных образованиях картируются лавы, туфолавы, игнимбриты, туфы, лахаровые брекчии, туффиты и туфогенно-осадочные образования. Фациальный анализ туфовых толщ стратовулканов, характеризующих их эксплозивную деятельность, позволяет проводить реконструкцию вулканических аппаратов с выде-

лением жерловой, прижерловой, промежуточной и удаленной от вулканического аппарата фаций.

Среди молодых щитовых вулканов при картировании различаются фации вулканов без кальдеры, с вершинной кальдерой и со стратовулканами в вершинных кальдерах. Выделяются также фации куполовидных вулканов, шлаковых конусов и экструзивные. Полученные эталоны могут быть использованы для реконструкции типов, размера и характера деятельности сильно эродированных вулканических построек. Для выявления вулканических центров может быть использован также анализ мощностей с построением карты изопакхит, обычно проводимый для фаций, представленных одной породой — лавой, туфолоавой. По количественным соотношениям лав и пирокластов можно указать на карте коэффициент эксплозивности (эксплозивный индекс) конкретного вулканического аппарата, определяемый по формуле Р. Беммелена и А. Ритмана:

$$K_{\text{экспл}} = \frac{V_{\text{экспл}} \times 100}{V_{\text{экспл}} + V_{\text{эф}}},$$

где $V_{\text{экспл}}$ и $V_{\text{эф}}$ — объемы эксплозивного и эффузивного материала. Полученный коэффициент, в частности, дает косвенное указание на предполагаемое положение центров извержений.

При дешифрировании аэрофотоснимков эффузивные породы сравнительно легко оконтуриваются по форме выходов, однородному или слоистому строению, характеру трещиноватости, окраске и микро-рельефу. Зависимость формы залегания лав от их состава часто используется при дешифрировании: основные эффузивы растекаются на значительные площади, лавы кислого состава образуют короткие потоки близ центров извержений, лавы среднего состава имеют промежуточные свойства. Однородные массы мощных (до сотен метров) покровов лав имеют интрузивные формы залегания. Игнимбриты часто образуют сплошные поля, связанные с крупными зонами тектонических нарушений, кальдерами обрушения и вулcano-тектоническими депрессиями, а также с гранитоидными интрузиями центрального типа. Эффузивы обычно устойчивы к выветриванию и почти всегда выделяются на аэрофотоснимках по фототону выходов и образуемым формам.

Лакколиты и другие тела неправильных очертаний при общей пластообразной форме залегания отличаются от эффузивных пород отсутствием слоистости и наличием отходящих в кровлю апофиз. Для штоков характерны породы эффузивного облика с изменчивой структурой; чтобы отличить их от жерловых тел штокообразной формы, т. е. определить, сообщался ли шток при формировании с поверхностью Земли, используются методы структурного анализа. Дайки жерловой фации (корни излияний) непосредственно переходят в покровы. Вдоль них наблюдаются выдержанные толщи эффузивов, а слагающие их породы легко подвергаются грейзенизации, окварцеванию и осветлению. Для разграничения даек, связанных с интрузивной или вулканической деятельностью, изучают их петрографические особенности, пространственные и парагенетические соотно-

шения с определенными фаціальными разновидностями интрузивных и эффузивных пород.

Жерловые тела хорошо определяются на аэрофотоснимках по типичной округлой или овальной форме выходов, несогласным контактам, развитию кольцевой или радиальной трещиноватости и приуроченности к ней систем кольцевых или радиальных даек. Некки обычно окружены зоной осветления и отделяются от вмещающих пород кольцевыми понижениями рельефа. Древние неkki часто образуют положительные формы рельефа (купольные структуры), а в понижениях его часто встречаются более глубокие части вулканических аппаратов и субвулканические интрузии периферических магматических камер, с которыми часто связаны крупные кальдеры. Кальдеры фиксируются на аэрофотоснимках массивами вторичных кварцитов или кольцевыми интрузиями и дайками, а также коническими слоями, образующимися при проседании склонов вулканической постройки по кольцевым разломам. Сложенные кислой лавой неkki образуют положительные формы рельефа [12].

Экструзивные купола при хорошей обнаженности обычно выделяются на аэрофотоснимках как положительные формы рельефа. Группы их обычно тяготеют к районам вулканических аппаратов, реже они образуют цепочки на трещинах. Силлы на аэрофотоснимках образуют вытянутые полосы, отличаясь от покровов эффузивов менее постоянной мощностью, языкообразной формой и часто наличием резких раздувов и апофиз. Пластообразные тела неправильной формы (лакколиты и др.) от тел интрузивного происхождения отличаются на снимках мелкосетчатым рисунком поверхности и фототонном, свойственным эффузивам. Подводящими каналами трещинных излияний обычно являются системы параллельных даек, пронизывающие выдержанные по мощности лавовые покровы; дайки дешифрируются по линейной форме выходов, положительному рельефу и отличному от окружающих пород тону фотоизображения.

По аэрофотоматериалам можно установить последовательность залегания, наличие тектонических контактов, тип складок, характер и амплитуду разрывных нарушений стратифицированных вулканогенных образований.

Совершенствуются методы картирования структурных особенностей вулкано-тектонических образований — куполовидных вздутий фундамента и кальдер. Среди отрицательных вулкано-тектонических структур выделяются: 1) компенсационные мульды проседания (кольцевые депрессии) и грабенообразные депрессии, образовавшиеся одновременно с накоплением вулканогенных толщ, и 2) кальдеры обрушения и оседания, формирующиеся при опускании сводов вулканических построек по кольцевым разломам. Мульда проседания возникает при одновременном опускании по кольцевым разломам блоков фундамента над магматическим очагом и поднятием расплавов по этим разломам (пример — основные массивы вулканических пород Кураминского и Чаткальского хребтов). Грабенообразные депрессии образуются преимущественно в процессе трещинных извержений (Гегамский хребет, Норильско-Хараелахский грабен и др.). Кальдеры обрушения и оседания возникают в постэруптивную ста-

дию деятельности вулканов в результате понижения гидростатического давления в близповерхностной камере. Среди них можно выделить кальдеры вершинные (провальные и взрывные) — результат обрушения вершин вулканических построек, и периферические (оседания), когда постройка или группа сближенных вулканов полностью опускаются над очагом. Вершинные кальдеры имеют диаметр 10—12 км и могут быть опущены на 300—500 м; обычно они знаменуют ранние стадии формирования вулcano-тектонических структур и замаскированы последующими извержениями (например, Тетюхинская структура). В периферических кальдерах оседания наблюдается обращение залегания слоев вдоль кольцевого разлома и возникновение центриклинальной структуры вследствие неравномерного проседания отдельных участков.

Как пример всестороннего детального изучения вулcano-тектонических депрессий можно привести результаты исследования Западно-Сихотэ-Алинского позднепермского вулканического пояса [12]. Установлено, что развитые здесь вулcano-тектонические депрессии представляют собой приразломные впадины с автономным развитием вулканизма и специфической рудной минерализацией. В частности, главные структурные элементы Монастырской и Лозанской депрессий, расположенных в центральной части этого пояса, — палеовулканы трещинного и центрального типов. Первые сохранились в виде даек основного состава или кислых полигенных экструзий с прилегающими покровами игнимбритов, вторые представлены штоками и покровами, руинами стратовулканов, эродированными кальдерами оседания и жерлами куполовидных вулканов с остатками игнимбритовых покровов, некками и субвулканическими интрузиями. Депрессии заполнены породами покровной, жерловой и околожерловой, экструзивной, субвулканической и гипабиссальной фаций ранней базальт-андезитовой и поздней игнимбритовой формаций. Выделены следующие стадии формирования депрессий: 1) излияния трещинных и щитовых вулканов, 2) деятельность стратовулканов, 3) мощные извержения кислых игнимбритов с образованием кальдер оседания, формированием полигенных экструзий и внедрением субвулканических и гипабиссальных интрузий. Изученные депрессии формировались по периферии Ханкайского массива в период развития краевого прогиба. Связанное с ними редкометальное оруденение тяготеет к зонам региональных разломов типа расколов фундамента, локализуясь главным образом в краевых частях экструзивных и субвулканических тел.

Полученные данные были использованы позднее как эталонные при составлении карты вулcano-тектонических структур Дальнего Востока в масштабе 1 : 500 000 [12]; формы проявления вулканизма реконструированы на трех ярусах: 1) суперкрупным (вулканические депрессии и поднятия, кальдеры оседания, вулcano-купольные структуры криптовулканического и центрального типа, элементарные формы вулканов), 2) интеркрупным (корни вулканов, эруптивные жерла, субвулканические тела) 3) супракрупным (магматические очаги, представленные малыми интрузивными телами, связанными с вулканами, и значительные по размерам плутоны).

Одна из актуальных проблем на современной стадии изученности территории СССР — совершенствование способов картирования труднодоступных районов. Для этих районов в число главных выдвигаются дистанционные (аэро- и космогеологические) методы, основанные в первую очередь на углубленном анализе ландшафтных особенностей территорий; метод, с помощью которого производится анализ фотоизображений, называется геолого-геоморфологическим. В этом случае термин «ландшафт» В. И. Фомин и др. используют в геоморфологическом аспекте как сочетание различных неровностей поверхности, связанных между собой генетически и исторически.

Материалы аэро- и космофотогеологического картирования позволяют изучать вулcano-тектонические структуры как регионального, так и локального порядков. Среди локальных выделяются структуры элементарные и сложные — в формировании первых основную роль играют вулканические факторы, по мере их формирования растет роль факторов тектонических. В. И. Фомин перечисляет следующие признаки общего порядка, позволяющие обнаружить вулcano-тектонические структуры на фотоматериалах или топокартах: 1) концентрически-зональное расположение гидросети, 2) пери- или центриклинальное залегание вулканогенных толщ, 3) концентрация субвулканических интрузий в «фокусе» радиальных разломов или цепочкообразное их расположение по периферии концентрически дуговых, выходы пород, слагающих фундамент пояса, 5) концентрированное проявление гранитоидного интрузивного магматизма, 6) дугообразное или кольцевое расположение субвулканических даек, 7) широкое развитие ороговикованных пород, указывающих положение вероятного диапира.

Кальдеры на аэрофотоснимках характеризуются изометричной и мульдобразной формой, диаметром обособления от нескольких до 40 км, кольцевым или дугообразным разломным ограничением периферии структуры. Для вулcano-тектонических депрессий на этих материалах наблюдаются: 1) кольцевая, овальная или полигональная в плане форма; 2) диаметр в пределах от 12 до 80 км (редко до 100 км); 3) ограничение внешней стороны структур фестончатой системой сбросов; 4) видимая амплитуда опускания верхней кромки структур до 700 м (редко 1000 м); 5) просадки (кальдеры), нередко телескопированные, внутри контура, реже по его периферии; 5) отрицательные гравитационные аномалии; 7) в районах депрессий на картах аномального магнитного поля протяженные линейные аномалии сменяются мелкими локальными изометричными положительными и отрицательными аномалиями, отражающими, по мнению В. И. Фомина, блоковое строение структур такого типа.

Вулcano- и интрузивно-купольные структуры на аэрофотоснимках характеризуются: 1) округлой, овальной в плане формой, 2) диаметром обособления по длинной оси 10—30 км и по короткой 10—20 км, 3) центриклинальным расположением интрузивного штока или группы субвулканических интрузивных тел, 4) облекающим интрузивное ядро залеганием вулканогенных толщ.

По данным В. В. Козлова, по структурному рисунку космических снимков области как древней, так и современной вулканической дея-

тельности четко обособляются от территорий другой геологической природы в первую очередь сочетанием радиально-концентрических ареалов разрывов с сериями субпараллельных тектонических линий. В районах палеовулканизма часто развиты серии протяженных разломов, одинаково ориентированных на обширных пространствах и сопровождающихся участками гидротермально-измененных пород (пример — Охотско-Чукотский вулканический пояс). Однако в большинстве случаев дешифрируемая на космических снимках вулканотектоническая структура обрамлена настоящими разрывами только на отдельных дуговидных отрезках, т. е. возникающие при опускании магматического очага концентрические разрывы не имеют значительных смещений и проявляются в основном в виде зон повышенной трещиноватости [34].

Проведенный В. В. Козловым анализ аэро- и космических снимков многих областей новейшего вулканизма показал, что вулканические аппараты не связаны с протяженными разломами глубокого заложения, определяющими тектоническое строение регионов. Напротив, они концентрируются вдоль трещин растяжения небольшой протяженности без признаков существенных смещений. В Северной Африке и Аравии в областях развития базальтового неовулканизма протяженность таких вулканогенерирующих трещин соизмерима или даже значительно уступает глубине их проникновения до того уровня в мантии, где происходит генерация базальтовой магмы. Это явилось основой для развития концепции о глубинной трещиноватости земной коры, с которой связывается вулканическая деятельность. Полученный вывод может быть использован при палеовулканологическом или металлогеническом анализе, но он противоречит традиционным представлениям о связи центров магматической активности и гидротермальной деятельности с региональными разломами глубокого заложения.

Серии относительно коротких, в первые десятки километров, субпараллельных разрывов, на которые нанесены ряды вулканов, часто связаны с рифтовыми системами, которые рассматриваются как крайний случай растяжения линейного типа, приводящего к разрыву коры. При отсутствии заметных смещений В. В. Козлов предлагает связывать такие разрывы с глубинной трещиноватостью земной коры, возникающей в областях рассредоточенного растяжения.

Использование космических снимков в процессе картирования резко повышает как обзорность, так и глубинность изучения отдельных регионов. На примере Охотско-Чукотского вулканического пояса изучены возможности выявления цоколя палеовулканических областей с установлением главных тектонических линий, отражающих разломы глубокого заложения. Б. С. Неволин, В. Б. Агентов и др. при анализе космических снимков различной степени генерализации района, расположенного в зоне сочленения Сибирской платформы с Верхояно-Колымской складчатой областью, выявили ряд кольцевых структур диаметром от 80 до 265 км. Наиболее крупной из них является Омнинская мегаструктура центрального типа, которая проявляется тремя кольцевыми зонами разломов. Величина смещения по внешнему разлому от 1 до 1,7 км, эллипс среднего разлома размером

170×210 км опущен на 0,5 км, внутренний кольцевой разлом диаметром 80—95 км ограничивает Омнинское сводовое поднятие, сложенное породами катархея и прорванное меловыми интрузиями субщелочных гранитоидов. В пределах этой мегаструктуры имеются купола центрального типа — Кондер диаметром 14 км и Ингили диаметром 22 км.

Помимо Омнинской, на изученной территории отдешифрованы еще три крупных кольцевых мегаструктуры несколько меньших размеров — Маймаканская, Ульяновская и Юдомская. Все отдешифрованные мегаструктуры большинством исследователей относят к образованиям, возникшим в период лунной стадии развития Земли и развивающимся весьма консервативно: подвижки по ним продолжают до настоящего времени, сопровождаясь проникновением теплового потока к поверхности Земли.

Применение метода многоступенчатой генерализации космических снимков с использованием всей имеющейся геологической информации по Восточному Приазовью и наземных наблюдений позволило С. С. Быстревской и Н. Н. Шаталову выявить кольцевую структуру диаметром до 90 км. Она характеризуется неправильным концентрически-зональным строением, соответствует горсто-сводовому поднятию докембрийского фундамента в пределах Восточно-Приазовского платформенного блока и оформилась, вероятно, в раннем докембрии как ядро древнейшей консолидации земной коры. Здесь дешифрируется вулканоструктура центрального типа, известная как сложный Октябрьский массив.

С повышением глубинности региональных геологических исследований растет роль геофизических методов исследований. Основной объем геофизических съемок проводится на стадии опережающих работ с целью выявить детали геологического строения, которые могут контролировать размещение полезных ископаемых. Эти методы могут быть использованы при анализе магнитных полей над слабо-, средне- и глубокоэродированными вулканами. Для первых магнитные аномалии отражают форму вулканических построек. Если на месте древних вулканов остаются лишь кольцевые вулкано-тектонические структуры кальдерного типа, с их помощью может быть выявлен внешний кольцевой разлом, обусловивший проседание и деформацию вулканической постройки. При большом эрозионном срезе выявляются субвулканические интрузии кальдерного разлома и центральной части структуры. По особенностям магнитного поля в пределах вулканических структур можно определить реликты неков, покровов, субвулканические интрузии, нарушения и другие элементы построек. Магматизм горных пород используется для выяснения условий намагниченности вулканогенных пород в пределах вулканического сооружения, а по векторам остаточной намагниченности можно определить элементы первичного залегания вулканических образований.

Гравиметрические исследования помогают получить данные об эффективной плотности слабоэродированных вулканических построек, о соотношении в них лавового и пирокластического материала, о локальных неоднородностях в пределах постройки, сечении вулканического канала и строении вершинных кальдер. В пределах субвул-

канических построек Камчатки с помощью этого метода определено наличие магматических камер и установлены глубина их нахождения, размеры подводящих каналов и др. По данным В. В. Донских, В. И. Зелепугина и И. И. Кронидова, сведения о глубинном строении современных вулканов используются при анализе палеоструктур. В то же время отсутствие прямых геологических наблюдений при изучении глубинного строения современных вулканов делает результаты исследований геофизиков лишь предположительными; критериями обоснованности этих предположений могут быть данные о строении вскрытых эрозией вулканов. Так, по геофизическим данным, ширина вулканического грабена для Авачинской группы определена в 30 км, а амплитуда погружения по ограничивающим разломам 800—1000 м; под Авачинским вулканом определен периферический магматический очаг на глубине 2—3 км. Такие очаги, возможно, расположены между породами фундамента и осадочно-вулканогенной меловой толщей Восточного вулканического пояса Камчатки [10].

При геологосъемочных работах крупных масштабов обязательно проведение комплекса геохимических методов, включающих литогеохимические, гидрогеохимические, биогеохимические, атмогеохимические и др. По мнению Е. Е. Беляковой и др., зоны эпигенетического привноса рудного вещества являются прямым геохимическим признаком наличия металлогенических зон, рудоконтролирующих формаций и структур — зон смятия, разломов, очагов магматизма и др. Комплексное геохимическое исследование территорий часто вносит существенные коррективы в оценку формационной принадлежности рудной минерализации, повышает правильность оценки перспектив расширения сырьевой базы известных рудных районов, а в ряде случаев способствует выявлению новых видов минерального сырья.

Использование карт металлонности природных вод в период проектирования геологосъемочных работ способствует более целенаправленным поисковым исследованиям. Повышению глубинности геологических исследований в значительной степени способствуют гидрогеохимические методы картирования, тесно связанные с тектоническими, что позволяет использовать их для прогнозных исследований в закрытых районах. Рациональное сочетание различных геологических и геологопоисковых методов повышает их глубинность. Комплексование бурения с геофизическими, геохимическими, дистанционными и другим методами может проводиться не только в процессе геологической съемки, но и на стадии доизучения территории при наличии ранее составленной геологической карты.

При глубинном картировании на территориях с мощностью чехла в несколько десятков метров особое значение приобретает достоверность графических построений, поскольку задачи такого картирования — четкая прогнозная направленность и максимально эффективное использование имеющейся геологической информации. При этом не соблюдается принцип равномерности изучения геологических тел на исследуемых уровнях — перспективные их части исследуются более подробно. Методические разработки прогнозного характера при глубинном геологическом картировании, по данным А. И. Бурдэ и др., предусматривают использование математических методов об-

работки информации с количественной оценкой достоверности полученных выводов. П. А. Литвин, М. Б. Рыбаков и другие сотрудники ВСЕГЕИ, в частности, в процессе глубинного геологического картирования строили морфологическую модель колчеданного месторождения («образ месторождения»), анализ которой позволил им решить ряд поисково-прогнозных задач. Методы глубинного картирования широко применяются при съемке в двух- и трехъярусных районах Украинского щита, Южного Урала и др.

Цель объемного геологического картирования — получить полное представление о форме геологических тел в пространстве, выявить их поведение в каждой точке заданного объема с точностью, принятой для данного масштаба на поверхности. Разработки в области объемного геологического картирования требуют совершенствования методов как глубинного изучения, так и фиксации и графического изображения данных (блок-диаграммы, карты-срезы, объемные, прозрачные, скелетные, скульптурные модели и др.), а также различных способов математического и кибернетического моделирования.

Наличие многообразных причинно-следственных связей между глубинными потенциально рудоносными телами и соответствующими им морфоструктурами позволило Э. Я. Дубинчику, В. К. Путинцеву и В. В. Соловьеву разработать принципиальную схему взаимодействия комплекса этих методов на примере южной части Дальнего Востока. Для этой территории были составлены экспериментальные карты петрофизических фаций и морфоструктурные карты. По итогам проведенных работ выделены петрофизические ассоциации, проведен анализ аномальных полей с оценкой степени эрозионного среза, выявлено неотектоническое блоковое строение территории и очертаны морфоструктуры центрального типа, изучена связь между конкретными интрузивными комплексами и формациями и петрофизическими фациями, сделаны некоторые выводы прогнозного характера. В основу выделения локальных рудоконтролирующих признаков были положены морфоструктуры центрального типа, геофизические поля и петрофизические фации.

При составлении геологических карт областей широкого проявления вулканогенных пород всесторонне отражаются различные проявления магматического процесса: характерные комплексы с указанием их возраста, состава и структурных особенностей, вулканотектонические структуры и стадии их формирования с отображением принадлежности вулканогенных образований к конкретным вулканическим постройкам и др. На крупномасштабных геологических картах максимально полно отображаются магматогенные структуры: характерные направления простираения и падения первичной полосчатости, линейности, расслоенности, элементы внутренней структуры вулканических построек, характер и поведение в пространстве контактов интрузивных, субвулканических и жерловых тел. Картирование линейности лавового потока помогает обнаружить центр извержения, поведение плоскостных структур — установить или уточнить форму магматических тел, по сочетанию этих структур можно судить о форме жерлового тела — цилиндрической, воронкообразной, линейной, кольцевой, неправильных очертаний. Положение пластовой и особен-

но столбчатой отдельности может дать информацию о форме магматических тел и их принадлежности к покровам, потокам, neckам или субвулканическим интрузиям.

Важным средством выявления основных закономерностей развития вулканической деятельности в прошлом и ее связи с другими геологическими процессами является составление палеовулканологических карт. В. И. Луцицкий отмечает особую роль палеовулканологической картографии как направления, которое способствует формированию фундаментальных представлений в геологии и созданию графических основ металлогенических построений. Эти карты составляются для определенных эпох вулканизма и сопровождаются перспективными блок-диаграммами вулканических сооружений. На них должны быть отражены: 1) связанные с вулканизмом элементы тектоники, 2) границы распространения наземных, подводных, островных и других вулканогенных толщ, 3) экструзивные купола, тела жерловой и субвулканической фации, 4) вулканотектонические структуры — купольные, кальдерные, радиально-концентрические системы разрывов, конические дайки и др., 5) интрузивные породы в структурах вулканического происхождения, 6) постмагматические изменения вулканических пород, 7) направления движения лавовых потоков и привноса пирокластических продуктов, 8) установленные и предполагаемые вулканические постройки с указанием типа и сложности строения, 9) количественные показатели конкретных соотношений между главными типами пород в характерных разрезах в виде коэффициента эксплозивности и других количественных показателей, 10) полезные ископаемые, связанные с вулканической деятельностью.

Палеовулканические карты составляются по данным реконструкций вулканов, включающих: 1) анализ формы и размеров вулканических пород, 2) анализ элементов залегания вулканогенных образований, 3) установление закономерностей в распределении вулканогенных фаций, составление рядов фаций и выделение разноудаленных от жерла зон вулканов, 4) анализ распределения субвулканических фаций, 5) анализ трещинной тектоники с выделением радиально-кольцевых или линейных систем разломов. Задача таких реконструкций — выяснить закономерности развития магматизма, взаимосвязи вулканизма и тектоники, причинные связи между процессами вулканизма и плутонизма, локализацию полезных ископаемых, формирование с участием вулканических процессов. Составление палеовулканологических карт имеет наибольшее значение для областей мезозойского и палеозойского вулканизма, так как в них особенно плохо сохраняются вулканы и первичные формы залегания вулканогенных пород.

Степень эродированности вулканических построек во многом определяет характер связи с ними месторождений полезных ископаемых. В областях со средним и большим эрозионным срезом крупные вулканические постройки, элементы строения которых хорошо отображает речная сеть, достаточно четко выделяются на топографических картах.

В слабо эродированных вулканических областях (пример — Армянское вулканическое нагорье) обычно преобладают вулканические формы рельефа, и анализ можно проводить по топографическим картам масштаба 1 : 200 000, которые отражают почти все главные типы вулканов с диаметром от 20—60 до 1 км. Для материалов дистанционных съемок дешифровочные признаки разработаны на примере трещинных и щитовых вулканов, стратовулканов, экструзивных куполов и куполовидных вулканов, шлаковых конусов, маар (трубок взрыва), лавовых покровов и потоков, пирокластических потоков и игнимбритовых покровов, отложений мощных направленных взрывов, кальдер, кальдерно- и кратерно-озерных отложений.

На основе востороннего комплексного анализа вулканических пород своей страны японские геологи выделили 29 вулкано-рудных центров с четкой пространственной приуроченностью рудных месторождений к кальдерам вулканов. На Камчатке и в юго-западной части Корякского нагорья М. М. Василевский выделил 23 центра магматической и металлогенической активности. С вулканическими структурами Трансильвании связана золото-серебряная провинция, Закарпатье — барито-полиметаллическая и ртутно-полиметаллическая; при этом отдельные крупные вулканы часто размещаются в пределах надежно реконструированных центров более древней (телескопирование) вулканической деятельности.

Одна из важнейших проблем реконструкции — определение глубины формирования интрузивов, для оценки которой необходимо с помощью карт эрозионных срезов установить мощности «покрышки» пород, уничтоженных эрозией (проблема фациальной глубинности) [20].

В. В. Донских и др. [10] так обобщают характерные черты стратовулканов среднего эрозионного среза: 1) изометричная или овальная в плане форма вулканотектонических структур размером от 10 до 30 км в поперечнике, 2) центриклинальное залегание вулканогенных пород в краевой части структур; углы падения, обычно крутые близ выступов фундамента, постепенно выколаживаются к центру структуры, где породы часто сохраняют периклиналиное залегание, 3) наличие сложной системы кольцевых разломов, отделяющих кольцевые структуры от складчатого фундамента и от соседних структур вулканов, 4) широкое развитие субвулканических штоков, силлов, даек и лакколитообразных тел в пределах структур и на некотором удалении от них, 5) приуроченность жерловых и экструзивных тел, а иногда и лакколитов, к центрам периклиналей, расположенных в центральной, реже краевой частях структуры, 6) увеличение мощности покровов и крупности обломочного материала в пирокластах от периферии к центру, 7) наличие массивов вторичных кварцитов и зон пропилитизации, располагающихся по кольцевым, реже радиальным разломам.

При крупномасштабной геологической съемке вулканических построек среднего уровня эрозионного среза оконтуриваются границы отдельных фаций и проводится анализ мощностей, выделяется вулканический аппарат и определяется характер его деятельности. По геофизическим данным и материалам дешифрирования могут быть

установлены структурные элементы этих аппаратов. В настоящее время достаточно хорошо разработаны методики дешифрирования таких элементов, как остатки периклинально залегающих лавовых и туфовых покровов (мезы), экструзивных, жерловых и субвулканических образований, объединенных одной структурой (купольной или кальдерной), радиально-концентрических трещин, залеченных дайками, кольцевых разломов, ограничивающих участки с периклинальным и центриклинальным залеганием вулканических пород, гипабиссальных интрузий и др. [35].

В пределах Дальнего Востока большинство окраинных и внутриконтинентальных вулканических поясов принадлежит к районам со средней величиной эрозионного среза. Вулканические породы выступают среди пород довулканического фундамента в обособленных вулканотектонических структурах изометричной или овальной формы с центриклинальным залеганием пород и наличием сложной системы кольцевых нарушений; характерно широкое развитие субвулканических тел, сложенных лавами и лавобрекчиями, а иногда и субвулканических интрузий. По строению эти образования приближаются к сложным постройкам центрального типа, размеры их жерловин достигают в поперечнике нескольких сотен метров.

При большой глубине эрозионного среза (например, большинство вулканов Центрального Казахстана) вулканические аппараты выявляются по совокупности прямых и косвенных признаков. К прямым относятся наличие жерловых образований, остатков вулканических структур, концентрация и зональное расположение субвулканических интрузий, к косвенным — непостоянство мощностей, околожерловые постмагматические изменения пород, наличие средних и мелких гипабиссальных тел, которые при большом эрозионном срезе часто принимаются за более поздние интрузии. На этом уровне обнажаются субвулканы и корни жерловых образований, в центральных и периферических частях вулканических аппаратов появляются гипабиссальные интрузии, главным образом лакколитоподобные тела гранитоидного состава. Последние часто приурочены к центральным частям вулканических аппаратов, и разрушенная вулканическая постройка может быть принята за тектоническую брахиантиклиналь. Району наиболее глубокого эрозионного среза вулканов и его фундаменту (зонам развития гипабиссальных интрузий) отвечает корунд-андалузитовая фация вторичных кварцитов по Д. С. Коржинскому, глубина формирования которой не менее 1,5 км [18].

Стратовулканы с большой глубиной эрозионного среза В. В. Донских и др. [10] предлагают реконструировать по следующим признакам: 1) наличию жерловых образований, которые обычно четко выделяются в магнитном поле, 2) скоплению и зональному распределению субвулканических интрузий, 3) фрагментам кольцевых вулканотектонических структур кальдерного или купольного типа, 4) невыдержанности мощностей и быстрому выклиниванию отдельных вулканогенных пачек в пределах структур. Как пример щитовых вулканов глубокого эрозионного среза они рассматриваются Байназар и Аиртас в Центральном Казахстане, для которых характерны наличие кольцевого разлома с интрузивными породами, широко прояв-

ленная центриклинальная зона, часто реликтовый характер покровных образований, четкий внешний кольцевой разлом; в центральной части вмещающей их постройки имеются покровные образования более кислого состава, реликты главного жерла и побочных некков вдоль кольцевого разлома.

При крупномасштабной геологической съемке в областях глубокого эрозионного среза необходимо проводить тщательный структурный и фациальный анализ, поскольку на многих срезах древних вулканов наблюдается сложное строение из-за многократно повторявшейся магматической деятельности. Так, в Актогайском районе толщи вулкана Михневича являются складчатым основанием для более крупного щитовидного вулкана Кызылтас. В своде и по корням древней вулканической структуры центрального типа — Норильского трещинного палеовулкана — позднее развивались щитовые и стратовулканы.

Г. М. Фремд, разрабатывавший методику картирования рудоносных раннегеосинклинальных вулканоморфоструктур, выделяет следующие последовательно формирующиеся структурно-генетические типы вулканитов: трещинно-лавовые, центрально-экструзивно-субвулканические и кальдеро-вулcano-интрузивные. Рудные залежи приурочены к деформированным постройкам центральных типов, сложенных кислыми вулканитами: к корням липаритовых экструзий (Ахмедабад), краевым зонам эруптивных центров купольных структур (Арикчай, Шекербек), жерловинам простых липаритовых куполов (Новогорловка), брахиформным структурам (Кедабек, Биттибулах и др.), жерловым зонам вулcano-поднятий (Чирагидзор, Тоганалы), взрывным кальдерам (Шамлуг, Човдар, Готул).

В настоящее время значительный прогресс наблюдается в области изучения глубинного геологического строения перспективных элементов земной коры: глубина изучения их в открытых районах составляет в большинстве 200—300 м ниже уровня эрозионного среза, иногда достигая 500—700 м, а в двух- и трехъярусных глубина, на которой проводится картирование погребенного фундамента, 100—120 м, иногда достигает 500 м.

Одним из результатов успехов в области глубинного картирования является обнаружение в западной части Украинского щита первых вулканов на Земле, расположенных в пределах чарнокитовых массивов с возрастом 4 млрд. лет и перекрытых осадочным чехлом мощностью от 20 до 130 м. По данным В. А. Рябенко и О. Д. Москина, в Гайворонском чарнокитовом блоке и Голованенской межблоковой зоне изучено около 10 древних вулканов размером от 5 до 10 км. В начале протерозоя вулканизм сконцентрировался здесь в узких мобильных зонах; в пределах одной из впадин околнурена вторичная кальдера и выявлены элементы вулканических построек. По мнению З. М. Ляшкевич, изучавшего палеозойский рифт Днепровско-Донецкой впадины, активность вулканизма этого времени на его территории может быть сопоставлена с кайнозойским вулканизмом Курильской островной дуги. В центральной части Корсунь-Новомиргородского плутона при картировании среди докембрийских пород обнаружены взрывные вулcano-структуры альпийского возраста —

кольцевые образования, куполовидные поднятия и кольцевые впадины с фациями жерловин и подводящих каналов вулканов, в связи с чем для Донбасской вулканической провинции разработана методика составления палеовулканических карт с целью поисков трубок взрыва. На этих картах должны быть показаны и количественные данные — мощности потоков, коэффициенты explosивности, глубина залегания промежуточных очагов и др.

Палеорекострукции продуктов позднеархейского вулканизма Карелии позволили составить региональные и локальные схемы палеовулканизма и провести палеовулканическое районирование территорий с выделением отдельных вулканических зон, районов и областей синхронного проявления вулканизма; в юго-западной части Карелии закартирован Ялонварский палеовулкан, к которому приурочены рудопроявления полиметаллов и колчеданное месторождение [5].

По данным Е. П. Миронюка, строение фундамента Сибирской платформы и ее складчатого обрамления свидетельствуют о ведущей роли разнотипных вулканоструктур в эволюции докембрия. С помощью палеокартирования областей распространения рифея и венда северной части Сибирской платформы установлено широкое развитие вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород по обрамлению Анабарского массива, в Уджинском авлакогене, на Оленекском поднятии и в Предверхоянье. Характер этих пород свидетельствует об аномально высоком коэффициенте explosивности — до 99 %. По данным Р. Б. Шпунт, извержения происходили в морской обстановке, поэтому сохранились лишь единичные жерловые образования; корневую систему вулканов представляют линейно вытянутые рои даек базитов, реже сиенитов, серпентинитов и карбонатитов. С основным магматизмом связано формирование глубинных медно-никелевых и близповерхностных свинцово-цинковых рудопроявлений, с формациями щелочно-основных и кремнекислотно-щелочных пород — концентрации бора и редких элементов. Реконструировано положение рифейско-вендских магмоподводящих зон: это зона Верхоянского палеорифта и зоны Мойеро-Хетская, Уджинская и Бурская.

В процессе картирования установлено, что рудные узлы Норильского района расположены в пределах линейной вулcano-тектонической структуры и контролируются центрами извержений: Норильский и Талнахский узлы лежат в центральной части Норильского трещинного вулкана, Фокинский рудный узел — в пределах Фокинского стратовулкана, Микчандский и Имангдинский рудные узлы приурочены к бортам вулcano-тектонической структуры, Веткинское рудопроявление связано с жерлом вулкана. По мнению Л. С. Фафеля, одним из основных факторов формирования месторождений такого типа является наличие ископаемого органического вещества, стимулирующего ликвидирующее воздействие углерода на магматический расплав (Норильский рудный район географически совпадает с границами Норильского угленосного района).

На юге Тунгусской синеклизы выделяются районы, в которых картируются многочисленные очаговые структуры и вулcano-интрузивные комплексы, в основном представленные трубками взрыва с

эксплозивными, интрузивными и метасоматически измененными породами трапповой формации, весьма характерные для железорудных месторождений Ангаро-Илимского типа; очаговые структуры в плане выражены изометричными, овальными или кольцевыми формами, состоящими из нескольких вулканических трубок. Формирование вулканогенной формации и ее основных структур завершилось здесь к концу раннего триаса, известные в регионе эндогенные месторождения и проявления в большинстве являются постмагматическими гидротермально-метасоматическими образованиями мантийных магматических очагов и контролируются вулканотектоническими структурами: непосредственно к этим структурам приурочено более 60 % рудопроявлений, при этом чем контрастнее структуры, тем сложнее и масштабнее рудообразование.

По материалам дешифрирования аэро- и космоснимков, результатам полевых работ и интерпретации геофизических данных составлена среднемасштабная палеовулканическая карта района среднего течения р. Подкаменной Тунгуски. На карте выделены однофокусные палеовулканы, многофокусные кольцевые комплексы и кольцевые вулканоструктуры размерами в поперечнике, соответственно, 0,8—12, 25—65 и 80—175 км. Линейные вулканоструктуры — типичные трещинные образования, основа которых — магмоподводящий разлом типа раздвига протяженностью от 10—15 до 150, редко до 300 км. Отрицательные формы представлены вулканическими грабенами и депрессиями.

Размещение палеовулканов Алтае-Саянской области, пространственно связанных с долгоживущими вулканотектоническими зонами древнего заложения, контролируется мозаично-блоковой структурой территории. С полями эффузивов связаны их экструзивные (жерловые) комагматы, обычно сопровождающиеся околожерловыми фациями — eksploзивными брекчиями, туфолоавобрекчиями и игнимбритами. Согласно данным И. С. Туркина, более 56 % всех учтенных рудных объектов Алтае-Саянской области (железа, колчеданов, полиметаллов, сурьмы, ртути, медно-никель-кобальтовых, иногда сульфидно-редкометалльных) пространственно тяготеет к полям развития вулканогенных, преимущественно базальтоидных пород и структурам палеовулканов, и только 35 % месторождений и рудопроявлений (главным образом вольфрама, олова, частично молибдена и редких элементов) связаны с гранитоидами купольных структур блоковых поднятий, ограниченных вулканоплутоническими зонами — кислыми и экструзивными комагматитами дацит-фельзитовых эффузивов.

Многим рудным полям Рудного Алтая соответствуют центральные части вулканотектонических структур, в формировании которых участвуют вулканоплутонические ассоциации и более молодые интрузивные образования. Картирование и объемное моделирование Шемонаихинского месторождения показало, что оно приурочено к центру вулканотектонического сооружения, сложенного липаритовыми порфирами среднего девона, эффузивами верхнего девона, позднепалеозойскими интрузивными и жильными породами. Рудоконтролирующей является жерловая зона вулкана, приуроченная к дли-

тельно развивающемуся глубинному разлому. Выявлена коническая форма рудолокализирующей структуры месторождения и установлено, что сплошные барит-полиметаллические руды с глубиной сменяются крутопадающими жилами медноколчеданного типа. Формирование Николаевского месторождения на Рудном Алтае связано с вулканитами кислого состава и перекрывающими их андезитами и андезито-базальтовыми порфиридами. Здесь в узле пересечения тектонических нарушений картируется три палеовулканические структуры, в центре одной из которых выявлен неск кварцевых порфиров. Кольцевое строение жерла подчеркивается эруптивными брекчиями мощностью 5—8 м. Рудное тело, имеющее форму подковы, формировалось в два этапа (по М. А. Тайбазову): 1) кристаллические серноколчеданные, медные и медно-цинковые руды связаны с порфирами палеовулканической постройки, 2) метакolloидные медно-цинковые и полиметаллические руды метасоматически замещают пористые взрывные брекчии. Руды второго типа полностью наследуют морфологические особенности палеоструктуры.

В северо-западной части Рудного Алтая региональные структуры — крупные вулкано-тектонические депрессии, центральные части которых выполнены вулканитами, а борта — гранитоидами. По данным И. М. Пугачевой и др., локальные структуры внутренних частей депрессий обычно имеют вулкано-купольную форму и размеры от 2 до 15 км, в корнях некоторых из них геофизическими методами фиксируются гранитоиды. Выявлено три типа эволюции этих вулканоплутонических структур: 1) формирование построек центрального и трещинного типов, излияние лав кислого и основного состава, гидротермально-метасоматические изменения и образование месторождений колчеданно-полиметаллической формации, 2) внедрение по кольцевым трещинам даек габбро-диабазов, проседание построек и медная минерализация, 3) внедрение гранитоидов и окончательное формирование структур, полиметаллическая минерализация. В Горном Алтае породы коргонской и калгутинской свит эйфельского яруса (трахилипариты, трахидацитовые порфиры и др. с отчетливо выраженной флюидално-полосчатой, сферолитовой текстурой, выделяемые Э. Г. Кассандровым в флюидопорфировый комплекс) прослеживаются на расстоянии до 400 км при мощности от нескольких десятков метров до 1,5 км в форме крупных вулкано-тектонических депрессий и кальдер. С ними связаны месторождения и проявления железа и марганца.

Для юго-западной части Алтая составлен атлас среднемасштабных палеотектонических карт (В. С. Кузечный, М. А. Мураховский и др.), легенда которого отображает, в частности, глубины становления и уровни эрозионных срезов центров вулканических построек, ареалы наиболее вероятного развития рудной минерализации. Среднепалеозойский вулканический пояс этой части Алтая читается как сложная палеовулканическая островная система, в ходе развития которой происходила миграция девонского вулканизма с континента Горного Алтая в сторону внешнего моря Калбы, связанная с процессом аналогично направленного последовательного отмирания элементарных вулканических дуг. Проявления колчеданно-полиметал-

лических руд приурочены к внутренним зонам вулcano-тектонических систем.

В Агульском прогибе Восточного Саяна картируются вулcano-тектонические депрессии, палеовулканические аппараты и брахиформные вулcano-тектонические купола, для которых характерны зараженность молибденом, цинком, оловом, свинцом, медью, железом, вольфрамом, барием, ртутью и др.

Огромная результативность дешифрирования материалов космических исследований иллюстрируется работами А. Л. Ставцева, В. С. Когена и других сотрудников ПГО «Аэрогеология», значительный объем которых проведен для территорий, прилегающих к трассе БАМ (Алданский щит и Джугджуро-Становая область). В этом регионе: 1) с верхнеархейскими зеленокаменными поясами связаны метаэффузивы шовных прогибов (трогов), с месторождениями магнетитовых кварцитов, колчеданных, шеелитовых и апатитовых руд, нефрита, 2) с лавами различного состава и сопутствующими щелочными гранитоидами ниже- и среднепротерозойского протоплатформенного чехла — проявления редких металлов, руд железа, меди и никеля, 3) с риолитами, андезитами, дацитами и базальтами мезозоя, слагающими разобщенные вулканические постройки вдоль субширотных глубинных разломов, и сопутствующими малыми телами субвулканического и гипабиссального облика — золото-серебряные, серебро-полиметаллические, ртутно-сурьмяно-мышьяковые и медно-молибденовые проявления, в основном приуроченные к вулканическим аппаратам.

В пределах Байкальской области основная масса вулканитов формировалась в рифее. С геосинклинальными толщами этого возраста связаны месторождения железа и колчеданно-полиметаллических руд, с орогенными вулканитами межгорных прогибов и впадин — меди, олова, вольфрама, молибдена и др. В северо-западном Прибайкалье в пределах Большеминской внутренней вулканической дуги Н. А. Срывцев и др. закартировали реликты стратовулканов с колчеданной золотосодержащей минерализацией и проявлениями полиметаллов. В Восточном Забайкалье в пределах Шундуинского орогенного свода размером 70×25 км в районе развития позднемезозойских кольцевых вулcano-плутонических структур Балейского рудного района Ю. Ф. Мисник и Ю. Ф. Колодий в процессе дешифрирования материалов дистанционных съемок выявили протяженные концентрированные полосы разрывов и в том числе Балейско-Дарасунский разлом, где отдешифрированы концентрически-радиальные вулcano-плутонические купола диаметром 15 км, пространственно совпадающие с известными рудными полями.

В областях кайнозойской активизации Дальнего Востока и Забайкалья (Становик, Баджал, Сихотэ-Алинь, Центральное и Восточное Забайкалье) вулcano-плутонические ассоциации образуют три эффузивно-интрузивные последовательно формировавшиеся группы формаций: 1) андезит-гранодиоритовую со специализацией Mo , Cu (Pb , Zn); 2) липарит-гранитовую со специализацией Sn , W , B , некоторые редкие элементы; 3) трахилипарит-щелочногранитовую со специализацией на Au и редкие элементы. Важное рудоконтролирующее зна-

чение имеют структуры центрального типа, рудовмещающими обычно являются кольцевые и радиальные трещины. По А. С. Емельяненко, в рудопрогножном отношении существенную, а иногда и решающую роль играет наличие эффузивной кровли, поскольку месторождения часто локализуются непосредственно в ней над интрузивами. К «надинтрузивной» зоне формирования, в частности, относятся оловорудные месторождения в кислых эффузивах, с повышенной ролью калия. Джалиндинское месторождение «рифолитовой формации», по мнению некоторых исследователей, рассматривается как замыкающее формирование рудного комплекса Хингано-Олонойского района и в то же время представляющее раннюю стадию рудообразования его отдельных месторождений. М. П. Материиков считает, что месторождения Ближнее Баджалынского рудного района и Хинганское касситерит-сульфидной формации прошли стадию отложения колломорфного касситерита и поэтому могут составить единый генетический ряд с Джалиндинским — представителем «риолитовой формации».

Палеозойский вулканизм Казахстана сосредоточен преимущественно в островодужных зонах линейно-складчатых систем и зонах тектоно-магматической активизации мозаичных систем. Как показывают результаты картирования, рудоносные вулканогенные комплексы Центрального Казахстана и Южной Джунгарии слагают определенные типы рудоносных вулканоплутонических структур; большинство рудопроявлений локализовано по периферии и в центре этих структур, в вершинных кальдерах стратовулканов и в экзоконтактах позднеорогенных гранитных интрузий, выполняющих магматические камеры крупных вулканов. Рудоконтролирующими элементами являются 1) штокверковые надынтрузивные зоны в центральных частях вулканических структур, 2) вершинные и периферические кальдеры вулканов, 3) кольцевые и линейные разрывные нарушения, трассируемые зонами гидротермалитов, 4) кольцевые, радиальные, линейные субвулканические интрузии, дайковые зоны и кварцевые жилы, 5) центральные субвулканические интрузии, 6) жерловая и экстрезивная фации главного и побочных центров извержений.

На палеовулканологической карте девонского вулканического пояса Центрального Казахстана масштаба 1 : 2 500 000, составленной В. Я. Журавлевым, А. М. Курчавовым и др.; отражено четыре этапа магматизма и среди них основным для формирования главных структур пояса является ниже-среднедевонский. На карте обнаруживается латеральная зональность вулканизма девона: в западной части пояса преобладает гранодиорит-дацитовый тип вулканизма с крупными покровами и субвулканическими массивами полифирокластических липарито-дацитов, к востоку они сменяются липаритовым вулканизмом с крупными вулканотектоническими впадинами, выполненными игнибритами. Выявленная в строении ниже-среднедевонских вулканогенных толщ северо-западной части Центрального Казахстана зональность строения обусловлена проявлением двух типов вулканизма — геосинклинального и орогенного. Она сопоставляется с зональностью современных островных дуг, выраженной в увеличении щелочности и роли калия при удалении от глубоководного желоба. Среди изученных вулканотектонических и вулканических обра-

зований магматогенной структурой высшего порядка является краевой вулканический пояс протяженностью 1500 км при ширине от 70 до 300 км [28].

Балхаш-Илийский вулканический пояс большинство исследователей рассматривает как полигенную тектоно-магматическую структуру, построенную последовательно формировавшимися зонами типа островных дуг и краевых вулканических поясов. По мнению Р. Г. Беджанова, В. Я. Кошкина и др., развитие вулканического пояса фанерозойского периода Джунгаро-Балхашского региона сходно с развитием Чукотско-Охотского вулканического пояса и Анадырско-Корякской системы, но они различны по характеру металлогении: для первого характерны медно-порфировые, золото-серебряные, медно-скарновые и молибден-вольфрамовые месторождения, приуроченные к вулканоструктурам и прорывающим их интрузиям диорит-гранодиоритового ряда.

Картинуемой структурой первого порядка Центрального Казахстана является Балхашский мегасвод — континентальное поднятие визе — перми, вытянутое в широтном направлении на 970 км с поперечником около 700 км. Оно охватывает территорию Прибалхашья, Чу-Илийских гор, Балхаш-Иртышского водораздела, Западного Чингиза и Джунгарии. Это глубокофокусная структура центрального типа с характерными чертами разрывной тектоники и концентрически-зональным размещением вулканитов. По данным Е. А. Алектова и В. С. Зорина, вулcano-тектонические структуры второго порядка представлены секториально-фрагментарными блоками и крупными вулcano-тектоническими депрессиями диаметром 60—70 км, возникновение которых они объясняют «пятнистым» размещением сводообразующих тепловых потоков различной интенсивности, характерным для областей современного вулканизма. Вулcano-тектонические сооружения центрального типа различных порядков в пределах Балхашского мегасвода контролируют своеобразный спектр редкометальных месторождений, для которого характерно тесное пространственное совмещение литофильного, сидерофильного и халькофильного типов рудных формаций.

На территории Джунгарского Алатау К. А. Азбель и М. Р. Боукаева закартировали кольцевую мегаструктуру длиной около 800 км и шириной 200—300 км, состоящую из нескольких позднепалеозойских вулcano-тектонических структур первого порядка, в которых локализованы центры извержений с редкометальными проявлениями, по-видимому, частично связанными с коровыми магмами, частично с гибридными.

В процессе картирования территории Тянь-Шаня выявлены многочисленные вулcano-тектонические структуры, контролируемые глубинными разломами северо-восточного простирания и в основном связанные с областями прогибов, наложенные на древние Курамин-Ферганский и Байсунский срединные массивы. По наблюдениям Х. А. Акбарова, рудные объекты промышленного типа приурочены или непосредственно к вулканическим каналам, когда они сложены разнородным материалом, или к вмещающим канал породам, когда он однороден, а окружающие породы разнородны. По данным

А. Е. Антонова, важную роль в локализации руд играют секущие контакты жерловых и субвулканических образований. Благоприятны для рудоотложения горизонты и пачки переслаивания лав, туфолав, лаво- и туфобрекчий, а плотные экструзивные образования заключительных фаз вулканизма могут служить экраном оруденения. С субщелочными продуктами позднегерцинской активизации пространственно и генетически может быть связано своеобразное оловянное оруденение кварц-гематит-хлорит-касситеритового типа, существенной особенностью которого, по данным А. Б. Павловского и Н. К. Маршуковой, является смена на коротких вертикальных интервалах следующего ряда минеральных ассоциаций: кварц-мусковитовая — кварц (флюорит)-серицитовая — кварц-гематит-хлоритовая — колчеданно-сульфидная — сульфидно-полиметаллическая [23].

Среди свинцово-цинковых месторождений Тянь-Шаня П. В. Панкратьев выделяет: 1) собственно вулканогенные, связанные с формированием вторично-геосинклинального вулканического пояса, колчеданно-полиметаллические в породах андезит-дацит-липаритовой формации отрицательных вулканотектонических структур (ступенчатых грабен-синклиналей, линейных грабенах, кальдерах проседания и др.) и 2) удаленно-вулканогенные свинцово-цинковые в связи с карбонатными формациями девон-карбонового возраста в наложенных и унаследованных прогибах участков развития девонского краевого вулканического пояса (Учкулач, Кульчулак, Сумсар) или его тыловой зоны (месторождения Чаткала, хр. Каратау и др.). Месторождение Учкулач Бельтау-Кураминского вулканоплутонического пояса связано со сложными вулканическими аппаратами, в предорогенный этап образовались постройки трещинного типа (щелочно-оливин-базальтовая формация), в орогенный этап проявились вулканы трахилипаритового ряда в форме трещинно-ареальных извержений. Северо-Нуратинская рудоносная вулканоструктура, заложенная на границе Среднего и Южного Тянь-Шаня, имеет длительный период развития — от ордовика, когда был заложен полигенный базальтовый вулкан центрального типа, до раннего карбона.

И. А. Айзенштат выделил три периода активизации Чаткало-Кураминского региона: 1) ранний вулканогенный (средний — верхний карбон) — образование линейных вулканотектонических депрессий, выполненных преимущественно вулканитами трахит-андезит-дацитового ряда, 2) интрузивный (ранняя пермь) и 3) поздний вулканогенный в связи с появлением в областях глубинных разломов кольцевых депрессий с вулканистами трахибазальт-липаритового ряда и близповерхностного оруденения (триас—пермь). Для вулканотектонических депрессий региона, сформировавшихся на завершающих стадиях позднепалеозойского кислого вулканизма, весьма характерно полиметаллическое оруденение жильного типа. Так, Лакшерекское рудное поле сформировалось в краевой части кальдеры Кармазара в связи с компенсационным опусканием центральной части вулканотектонической депрессии по полукольцевым и линейным разломам. В становлении Самгарской кольцевой структуры Кураминского антиклинального сооружения выделены стадии: вулканическая (извержение огромных масс эффузивов, возникновения кальдер по

кольцевым разломам) и плутоническая — образование лакколлитов аляскитового состава; к кольцевым разрывам структуры, особенно долгоживущим, приурочено редкометальное и медно-висмутное оруденение.

В целом для Чаткало-Кураминского региона картируются [7] три рудоносных вулканогенных комплекса: 1) андезитовый с медно-порфировыми с молибденом рудопроявлениями и медно-молибденовыми проявлениями в связи с щитовыми вулканами, 2) липаритовый с медно-висмут-полиметаллической, свинцовой, свинцово-цинковой, медно-висмутовой, флюоритовой, золото-сульфидной и редкоземельной минерализацией, 3) трахибазальтовый с базальтоидами, отчетливо специализированными на F, Ba, Pb и Cu.

Одно из крупнейших вулканических сооружений Тянь-Шаня, связанное с участком искривления глубинного разлома, состоит из внутрикорового очага на глубине 9—14 км, двух основных и более 12 побочных паразитических жерл, кальдеры, кольцевых субвулканических тел по границе кальдеры и руин вулканической постройки. По данным Ю. А. Иванова, структура формировалась в три этапа (от поздней перми до раннего триаса): 1) накопление наземных риолитов эффузивной, субвулканической и жерловой фаций, 2) внедрение лакколита, 3) образование кальдеры. В процессе объемного картирования реставрирована постройка вулканического сооружения и смоделировано рудное поле, внешней границей которого является область выклинивания вулканитов эффузивной фации. Предполагаемые глубины формирования месторождений от поверхности реставрированной постройки: 1) для малосульфидных с золотом, олово-полиметаллических и редкометальных проявлений внутри кальдеры 1,5—2 км и более, 2) для наиболее удаленных от центра кальдеры полисульфидных с золотом и флюорит-полиметаллический 0,2—0,7 км. Горизонтальная зональность относительно центра сооружения выражается в увеличении от центра к периферии количества сульфидов в смене малосульфидных золоторудных и олово-полиметаллических проявлений редкометальными, медно-молибденовыми, флюорит-полиметаллическими и полисульфидными с золотом и висмутом [43].

Картирование позднеурнейско-поздневизейских вулканических структур Южного Узбекистана, связанных с развитием вторичной геосинклинали Тянь-Шаня, показало, что узлы пересечений глубинных разломов явились участками интенсивного прогибания и вулканической деятельности. По данным Н. Н. Биндемана, к ним приурочены центральные части вулканотектонических депрессий, осложненных вулканическими постройками с аппаратами центрального типа (1—3 в каждой депрессии) — трубообразными телами диаметром до 200 м, рассеянными субвулканическими образованиями среднего и основного состава. Глубокоэродированные вулканические постройки представлены полями развития многочисленных ветвящихся дайко- и штокообразных тел порфировых пород с ксенолитами пород фундамента.

На Северо-Востоке СССР картируется два крупных региона развития палеоструктур: 1) мезозойский, преимущественно меловой Охотско-Чукотский вулканический пояс, в строении которого важ-

ную роль играют тектоно-магматические мегасистемы с диаметром более 100 км и 2) окаймляющая его с севера Верхояно-Чукотская палеоген-неогеновая тектоническая область, где также широко развиты контролирующие оруденение кольцевые структуры, преимущественно плутоно-тектонические. В северной части Камчатско-Корякской тектонической области картируется обширная полоса рудоносных кольцевых тектоно-магматических структур, связанных с палеоген-неогеновым известково-щелочным магматизмом. Все эти структуры Н. И. Филатов, А. П. Дорогутин, И. В. Егоров и другие исследователи, изучавшие их с привлечением космической информации, связывают с нескрытыми интрузивными массивами. Для меловых мегасистем Охотско-Чукотского вулканического пояса в ряде случаев отмечается различная рудная специализация, что свидетельствует об автономности развития питающих их очагов. В процессе картирования этого региона В. И. Фомин и А. А. Розенкранц широко использовали сверх- и мелкомасштабные космические снимки и аэрофотоснимки других масштабов, по которым была получена уникальная информация о деталях строения вулканических полей, а в отдельных случаях для осуществления палеовулканологического анализа.

По материалам радиолокационных и космических съемок В. А. Кожуховский и Б. К. Михайлов выявили Кивалгинскую очаговую зонально-концентрическую морфоструктуру с диаметром до 90 км. Здесь два пояса поздне меловых интрузий гранитоидов разделены почти сплошной (до 20 км) полосой поздне меловых вулканитов умеренно-кислого и среднего состава. Последние слагают вулкано-купольные структуры, реже структуры оседания. В центральной части структуры локализовано среднетемпературное оруденение (молибден, свинец, цинк, медь, серебро, редко золото), по периферии развиты эпитермальные золото-серебряные проявления, всегда в связи с более мелкими куполами и отрицательными вулкано-структурами.

Вулканогенно-плутоногенное оруденение вольфрама в мезозойских вулканических поясах и зонах Дальнего Востока, как показал В. Н. Воеводин, связано с значительно эродированными локальными вулкано-купольными поднятиями, развитыми по периферии кольцевых вулкано-тектонических депрессий, рудные тела приурочены к кольцевым и радиальным разрывам и нередко представлены зонами дробления. В отличие от олова, молибдена и золота, вольфрам связан лишь с близповерхностными и гипабиссальными фациями и не распространяется в эффузивы. В вулкано-плутонических комплексах вольфрамовое оруденение связано с гипабиссальными телами гранитов (Озерное, Тынгельчанское, Судулюнэ), гранодиоритов (Богочукан), субвулканическими телами кварцевых порфиров (Ольгинское) и гранит-порфиров (Ночное), с полями развития даек кислого и среднего состава (Эльвинойское, Скалистое), а также с ореолами ороговикования над нескрытыми телами (Муни).

При разработке принципов составления палеовулканологической карты Северо-Востока СССР В. Ф. Белый, М. Л. Гельман, К. В. Паракецов и др. сочли целесообразным мелкомасштабные карты такого типа составлять для интервалов от 1—2 веков до отдела, поскольку вулканические явления дискретны и скоротечны. Примерительно

к территории СССР они предлагают строить серии карт масштаба 1 : 7 500 000 с большим числом срезом. Составленная ими палеовулканикологическая карта Северо-Востока отражает обстановку, поразительно сходную с современными обстановками Курило-Камчатской, юго-восточной части Индонезийской и восточной части Алеутской систем и сопредельных территорий. Анализ составленных М. М. Лебедевым для Центрально-Камчатского вулканического пояса палеовулканикологических карт масштаба 1 : 500 000 по срезам олигоцен — нижний миоцен и плиоцен — четвертичный период предполагают наличие в олигоцен-миоценовое время на этой территории островной вулканической дуги, подобной Курильской. Эти карты можно использовать как основу при составлении металлогенических и прогнозных карт.

Металлогения дорифейского этажа Урала определяется главным образом месторождениями железистых кварцитов, связанных с метабазитами, с вулканизмом среднего рифея и венда ассоциируют гидротермальные месторождения меди и др. Среди раннегеосинклинальных палеовулканических структур Южного Урала А. И. Кривцов выделяет несколько их типов, сменяющих друг друга в пространстве и времени в следующем ряду: лавовые плато, вулканогенные поднятия, вулканогенные гряды, вулканогенные биклинали, платообразные и вулканокупольные структуры, аккумулятивные вулканические хребты, разделенные синвулканическими депрессиями разного масштаба. Колчеданные месторождения контролируют вулканические гряды, межвулканические депрессии, экструзивные купола, вулканогенные биклинали и палеовулканические аппараты.

Эталоном для изучения палеовулканических структур Южного Урала могут служить вулканогенные толщи Верхнеуральского района, изученные до глубины 2,5 км и почти не искаженные деформациями. По данным М. Б. Бородаевской, Е. П. Ширай и др., главным элементом этих структур является субмеридиональная палеогряда базальтоидов контрастной формации, состоящая из построек центрального типа, частично возвышавшихся над уровнем моря. Колчеданосные вулканиды липарито-дацитового состава образуют здесь совокупность вулканокуполов, центры извержений которых преимущественно приурочены к отрицательным формам осевой части палеогряды, залежи колчеданных руд локализуются в замкнутых палеовпадинах близ рудовыводящих каналов.

Результаты изучения магматизма и металлогении восточного склона Южного Урала свидетельствуют о циклической повторяемости колчеданных, медно-порфировых и скарново-магнетитовых месторождений, причем, по данным Е. А. Белгородского и А. Д. Штейнберга, от цикла к циклу (начиная с силуру-девонского через среднепозднедевонский к раннекаменноугольному) резко уменьшаются объемы начальных базальтовых излияний, увеличивается щелочность (в том числе калиевость самых поздних вулканидов), расширяется спектр вулканогенных обломочных пород, увеличивается количество гранитоидов. Вулканические явления в каждом цикле повторяются по единой схеме. История развития восточного склона Урала хорошо прослеживается на среднемасштабных картах древнего вулканиз-

ма (силур—ранний карбон), составленных В. А. Коротеевым и Т. В. Диановой по материалам специализированных тематических исследований с учетом всех материалов съемки среднего и крупного масштаба. Анализ этих карт показывает, что с раннего силура до позднего девона здесь существовала единая, не расчлененная на зоны вулканическая область; кольчатые месторождения и рудопроявления этого возраста приурочены к базальтоидным формациям натрового ряда, сформированным вулканизмом океанического, реже предростровного типов.

В процессе глубинного картирования территории Тургайского прогиба В. В. Чупров, М. С. Столпнер и др. установили, что периферическим частям развитых вулкано-плутонических структур обычно соответствуют кольцевые или дугообразные цепочки положительных магнитных и гравитационных аномалий, отвечающих вулканическим аппаратам, а центральные части этих структур выделяются локальными гравитационными и магнитными линиями. Линейные вулкано-плутонические структуры проявляются в виде градиентных зон и гравитационных ступеней. Вулкано-плутонические образования центрального типа (осевая область Валерьяновской зоны) характеризуются закономерной сменой с севера на юг сравнительно слабо эродированных структур с широким проявлением вулканических аппаратов более эродированными. Для верхних частей вулкано-плутонических характерны породы жерловой и субвулканической фаций со скарново-магнетитовым оруденением, среди пород более низких структурных уровней преобладают интрузивные комплексы кислого и умеренно-кислого состава. Так же закономерно меняются и морфологические особенности выделенных структур: к югу их размеры увеличиваются, существенно возрастает их анизотропия — от изометричных и кольцевых до овальных.

В последнее время для Урала установлено наличие разновозрастных вулканогенных формаций с богатой минерализацией, не связанных с традиционными для региона геосинклинальными процессами. По С. С. Карагодину и В. А. Верховцеву, это продукты тектоно-магматической активизации в областях дорифейской, байкальской, каледонской и герцинской консолидации, с которым связана жильная минерализация цветных, редких и редкоземельных элементов Центрально-Уральской зоны, редкометальная минерализация Восточно-Мугоджарской зоны и Тургая, халькопиритовая минерализация медно-цеолитового типа Башкирии, предположительно кимберлитовая, медно-никелевая, золоторудная и редкометальная формации, связанные с траппами и трахилипарит-базальтами западного склона Урала. В Зауралье распространена верхнепермская трапповая формация с редкометальной, медно-никелевой, флюоритовой и ртутной минерализацией.

Составители макетов разномасштабных палеовулканических карт всей территории Урала (Ю. С. Каретин и др.) за оптимальный вариант выбрали атлас карт по регионам, состоящий из трех серий: 1) обзорных карт масштаба 1 : 10 000 000 как части общесоюзной, 2) мелкомасштабных (1 : 25 000 000) обзорных карт региона, 3) среднemasштабных (1 : 500 000) карт с врезками для главных вулкано-

генных зон или их типовых наиболее изученных частей. Предлагается карты первой серии составлять для 5—6 срезов (от вулканизма байкальского цикла до пермо-триасового), а на картах второй серии отобразить 8—10 важных этапов эволюции вулканизма, частью уплотненных до формационных срезов, с более детальным показом вулканических сооружений и вулcano-тектонических структур.

В процессе картирования рудоносных раннегеосинклинальных вулканоморфоструктур Малого Кавказа Г. И. Алиев и А. Н. Селимханов выявили прямую зависимость типов и масштабов оруденения от типов и степени дифференциации вулканогенных серий. Эвгеосинклинальная зона Малого Кавказа представлена совокупностью полигенно-автономных конседиментационных прогибов, сложенных вулканитами непрерывной и контрастной серий пород. Вулканиты непрерывной формации образуют рудовмещающие линейные и кольцевые структуры двух типов — вулканоподнятия и вулканодепрессии. Рудные залежи приурочены к деформированным постройкам центрального типа, сложенным кислыми вулканитами: к корням липаритовых экструзий (Ахмедабад), краевым зонам эруптивных центров купольных структур (Асрикчай, Шекербек), жерловинам простых липаритовых куполов (Новогорловка), брахиформным структурам (Кедабек, Биттибулах и др.), жерловым зонам вулcano-поднятий (Чирагидзор, Тоганалы), эксплозивным кальдерам (Шамлуг, Човдар, Готул).

К настоящему времени составлен макет палеовулканологической карты Грузии в масштабе 1 : 2 500 000 для двух возрастных срезов: юра — нижний мел и верхний мел — палеоген—неоген. В пределах выделенных ареалов юрского, мелового, палеогенового и неогенового вулканизма на карте обозначены вулcano-тектонические структуры и отдельные вулканические постройки центрального или трещинного типов, стратовулканы, субвулканические тела и некки, основные вулканоконтролирующие разломы и надвиги.

На территории Закарпатья в узлах пересечений скрытых глубинных разломов располагаются локальные очаговые структуры площадью от 80 до 500 км². Размещение различных морфогенетических типов этих структур, по данным Ю. А. Лейе и В. П. Теплова, прежде всего определяется мощностью земной коры: на юге региона, где ее мощность составляет 23—28 км, распространены тектоно-магматогенные очаговые структуры (кальдеры, вулcano-тектонические горсты, интрузивные и вулканические купола), а на севере при мощности коры 34—45 км развиты тектоногенные очаговые структуры — блоково-сводовые и сводовые поднятия. Все неогеновые эндогенные месторождения Закарпатья, генетические типы которых изменяются с юга на север от ксенотермальных телескопированных полиметаллических через эпитеpmальные золоторудные и ртутные к телетермальным ртутно-мышьяковым и мышьяково-сурьмяным, приурочены к очаговым, локальным структурам. С миоценовым липарито-игнибритовым вулканизмом связана группа золото-полиметаллических месторождений, с миоплиоценовым андезитовым — ртутно-редкометалльных.

Большинство медных месторождений восточной части Средиземноморского складчатого пояса (Кипр, Турция, Иран, Афганистан, Пакистан) тесно связано с вулканическими и вулканоплутоническими комплексами различного возраста — от позднепротерозойских до кайнозойских. В период от позднего триаса до раннего мела формировались достаточно крупные месторождения, но наиболее значительные по масштабам имеют кайнозойский возраст. Е. Ф. Романько и др. детально изучили сложный вулканоплутонический комплекс зоны Кух-е-Дом в Анарекском районе Центрально-Иранского вулканического пояса, возникновение и развитие которого связывается с процессами альпийской орогенной активизации. Согласно результатам палеорекопструкций, в зонах активных разломов располагались трещинные вулканы, в настоящее время представленные сильно эродированными куполами диаметром 6—10 км (остатки построек центрального типа) и штоками гранитоидов диаметров 2—3 км. Здесь же развиты вулканические депрессии и картируются фрагменты кольцевых мульд проседания. Последовательность образования вулканических формаций на изученной территории: трахиандезиты, риодациты, андезитобазальты, трахибазальты. Металлогеническая специализация эоценового вулканизма Анарекского района определяется медным, свинцово-цинковым и серноколчеданным оруденением; из учтенных месторождений 77 % относится к вулканическим и 18 % — к плутоногенным.

В Скалистых горах в пределах массива Сан-Джуан (США) известны крупные кальдерные постройки, с которыми связаны жильные месторождения полиметаллических руд с золотом и серебром типа рудного пояса Колорадо. Здесь картируется массив третичных вулканитов с многочисленными реликтами стратовулканов и их корней — средние и основные лавы, переслаивающиеся с пирокластами, дайки риодацитов и дацитов. На денудированном комплексе залегает кальдерный верхнеолигоценый комплекс Анкомпагр с поперечником структуры 25—30 км, на юге которой расположена кальдера Лейк-Сити миоценового возраста 10—15 км в диаметре с кварцевыми монцонитами и порфирами в центральной части. Участки развития рудных жил совпадают с зоной кольцевых разломов, ограничивающих кальдеру; средняя их протяженность 2 тыс. м, углы падения 20—60°.

Для части отдешифрованных и откартированных кольцевых структур мира, относимых многими исследователями к криптовулканическим, доказано их метеоритное происхождение. Важнейшими диагностическими признаками их экзогенной природы в результате ударного метаморфизма являются следующие особенности пород и минералов: 1) наличие конусов разрушения — систем мелких веероподобно расходящихся расколов в породах различного состава; 2) плоскостные системы или планарные элементы в кварце, реже в полевых шпатах (микроскопические системы плоскопараллельных расколособразных образований, возникающих при давлениях 5000—10 000 МПа; 3) диаплектовые стекла — разнообразные стекловидные вещества, возникающие при ударно-волновых превращениях соответствующих кристаллических фаз без признаков расплавления в

условиях сильного сжатия и вызванного им нагревания; 4) высокобарические минералы коэзит и стиповерит — плотные модификации кремнезема ($3,01 \text{ г/см}^3$), а также рингвудит, жадеит, лондэлит; 5) наличие метеоритного вещества (оно обнаружено примерно в 10 % структур, ныне относимых к метеоритным, причем в молодых кратерах небольшого размера — Аризонском, Каали, Вольф-Крик и др.).

Прогнозные и поисковые исследования в областях проявления вулканизма

Прогнозная оценка территорий требует предварительного анализа самой разнородной геологической информации, полученной в процессе картирования и поисков полезных ископаемых. Основой прогнозных исследований в настоящее время является фациально-формационный анализ магматических и метаморфических пород, который позволяет восстановить палеогеографический и палеотектонический режим соответствующей эпохи минералообразования — раннегеосинклинальной, средне- и позднеорогенной, посторогенной (молодой платформы) или платформенной. При этом обзорные мелко-масштабные формационные или фациально-формационные карты используются при прогнозировании рудных провинций и зон, средне-масштабные — при прогнозировании рудных полей и узлов, крупномасштабные — при прогнозировании месторождений и отдельных рудных зон. Выявление деталей условий формирования различных видов полезных ископаемых постоянно расширяет круг формационных признаков, в ряде случаев имеющих решающее значение при расшифровке генезиса отдельных типов месторождений [3].

Особый интерес проявляется в настоящее время к черносланцевым формациям, с которыми связан широкий спектр рудных полезных ископаемых, формирующих весьма перспективный стратиформный тип оруденения. А. Л. Ставцев и В. С. Коген так сформулировали основные его черты: 1) многоярусность оруденения в пределах многокилометровых толщ; 2) большая протяженность до латерали; 3) избирательная приуроченность к определенным литолого-стратиграфическим уровням; 4) относительная простота и слабая изменчивость минерального состава; 5) отсутствие связи с интрузивами. Обычно считается, что источником стратиформного оруденения в осадочных породах являются эндогенные растворы, аналогичные современным металлоносным рассолам Красного моря, т. е. они имеют вулканогенный гидротермально-осадочный генезис [1]. Дополнительные благоприятные предпосылки для рудообразования создавали условия для унаследованно развивавшихся на протяжении длительного времени дуговых тектонических зон, обеспечивающих активное прогибание и компенсирующее осадконакопление. Значительную роль в рудоотложении, по-видимому, играло углеводородное заражение бассейнов, связанное с эндо- и биогенными процессами.

Интересные данные получены в последнее время относительно генезиса части месторождений сурьмы, вольфрама и ртути альпийской зоны: установлено, что в герцинское время они были представлены рассеянными эксгаляционно-осадочными образованиями, кото-

рые были регенерированы при альпийской орогении. Происхождение олово- и вольфрамсодержащих гранитов многих крупных месторождений также объясняется процессами гранитизации мощных морских геосинклинальных серий эксгальционно-осадочного происхождения, в которых редкие металлы отлагались из подводных вулканических источников преимущественно основного состава.

Среди протерозойских и раннепалеозойских метаморфических комплексов и гранитизированных зон отмечаются очень высокие концентрации олова и вольфрама, которые обычно традиционно связываются с гранитным и грейзеновым рудообразованием. Однако детальные фациально-формационные исследования показывают, что во многих случаях первичные породы были представлены морскими пелитовыми и кремнисто-радиоляритовыми толщами, которым подчинены толщи измененных карбонатных и турмалин-кварцевых пород и особенно подводных лав основного состава. В Западной Тасмании один из таких оловоносных комплексов сложен в основном пелитовыми и карбонатными породами с рудными касситерит-карбонатными залежами (месторождения Ренисон, Кливленд, Маунт-Бишофф). В 1979 г. по ряду признаков было доказано эксгальционно-осадочное происхождение этих руд: руды месторождения Ренисон занимают одинаковую геологическую позицию с эквивалентными им полиметаллическими стратиформными рудами параллельной вулканической дуги Маунт-Рид. Рудные тела ассоциируют с субмаринными вулканогенно-осадочными породами, прослежен фациальный переход этой оловорудной формации в формацию менее глубоководных полиметаллических стратиформных руд месторождений Маунт-Лиелл, Розбери, Ку-Ривер, где видимые выходы гранитных пород не отмечаются.

Подобные оловоносные формации установлены и для некоторых других районов: регионов Юго-Восточной Африки, Индонезии (Белитунг), Малайзии (Букит-Бези, Бату-Тига, Пелипа-Капан), Бразилии (Ипамери) и др. В Австралии в районе Брокен-Хилл стратиформная турмалин-касситеритовая ассоциация в турмалин-кварцевых породах приурочена к среднепротерозойскому комплексу метаморфизованных пелитов, кислых лав и мафических вулканитов; минерализация синхронна с формированием полиметаллических рудных залежей Брокен-Хилла. Выдержанными толщами турмалин-кварцевых обогащенных касситеритом, пирротином и цирконом пород представлена рудная формация месторождений Хауллатани, Каллхуани и Муйикани в Кордильерах Боливии.

Новым в области геологии рудных месторождений является обнаружение крупных стратиформных шеелитовых месторождений эксгальционно-осадочного генезиса: архейских проявлений вольфрама в хр. Мурчисон и серии Нижнее Булавайо (Южная Африка), раннепротерозойских Маунт-Айза, Брокен-Хилл и Нервос на севере Тасмании, а также проявлений Восточных Альп и юга Франции, протерозойских Иксеберг (Швеция), Окахандия (Намибия), Сан-Луи и Кардоба (Аргентина), проявления в штатах Колорадо и Вайоминг (США). Стратиформное месторождение шеелита Сангдонг в Южной Корее представлено шеелитовыми пегматитами, согласно залегающими внутри метакремнистых образований или секущими их. Для

шеелитовых стратиформных месторождений эксгаляционно-осадочного генезиса характерно обогащение железом, полиметаллами, молибденом и бериллием; часто такая минерализация сопровождается повышенными концентрациями меди, фтора, марганца, сурьмы, висмута, золота и серебра.

Существует мнение, что основным механизмом формирования промышленных стратиформных месторождений следует считать анатексис эксгаляционно-осадочных толщ, так как под влиянием различных минерализаторов (что подтверждено экспериментально) соединения олова, бора, фтора, вольфрама, бериллия, лития, молибдена, висмута и полиметаллов легко разлагаются в расплаве и могут накапливаться на разных стадиях фракционирования гранитов.

По данным Л. М. Глейзера и Т. М. Мацокина, стратиформные месторождения лития ряда районов США (Макдермит и др.) приурочены к осадочно-пирокластическим отложениям центральных частей крупных кальдер мезозойского возраста: глинисто-гекторитовые горизонты мощностью 1 м с содержанием лития до 0,6 % ассоциируют с проявлениями руты, бора и мышьяка. В Восточной Сибири в связи с вулканоструктурами кислых лавовых покровов мезозойского возраста установлено цезиевое оруденение. Пластовое фтор-редкощелочное оруденение, связанное преимущественно с отдельными углисто-карбонатно-глинистыми горизонтами, выявлено внутри полигенной вулканотектонической депрессии одного из регионов азиатской части СССР.

При поисковых работах постоянно повышается роль дистанционных исследований, поскольку получаемая с их помощью информация делает поиски более эффективными и целенаправленными как на этапе выделения перспективных участков по комплексу структурных, литолого-петрографических, геоморфологических и геоботанических признаков, так и на этапе детальных поисков и поисково-оценочных работ. С помощью структурно-геоморфологического анализа и палеогеографических построений в областях развития вулканизма получают данные, обеспечивающие выявление наиболее благоприятных для формирования месторождений конкретных структурных и палеогеоморфологических обстановок [2]. При помощи этих методов В. В. Соловьев установил, что более 60 % крупных месторождений золота, редких металлов, алмазов и других полезных ископаемых связано с зонами, определяющими радиально-концентрический каркас кольцевых вулканотектонических морфоструктур. Эти структуры наряду с горстами и грабенами он рассматривает как типичные образования эпох тектоно-магматической активизации.

Для оценки рудоконтролирующего значения различных элементов геологического строения изучаемой территории важную роль выполняет карты рудоконтролирующих факторов, при составлении которых используется самая разнородная информация с обязательным использованием данных дистанционных исследований. Такая предварительная карта была составлена В. И. Фоминым в процессе аэрофотогеологического картирования масштаба 1 : 50 000 для одного из районов Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Она была использована для предварительной оценки рудоносности территории

площадью более 5 тыс. км², расположенной по обе стороны от Анадырского глубинного разлома. С помощью таких карт проводится дифференциация элементов геологического строения изучаемых территорий по специфике и значимости их контролирующего влияния на распределение различных видов полезных ископаемых.

К настоящему времени создались благоприятные условия для перехода к этапу прогнозирования и поисков полезных ископаемых в пределах рудоперспективных структур, выявленных в процессе дешифрирования космофотоматериалов. Для многих районов определенно устанавливается приуроченность рудных узлов и зон к узлам пересечения различно ориентированных разломов и полосам сгущения разломов одного направления. Крупные разломы, наиболее отчетливо дешифрируемые на космоснимках, по данным В. В. Козлова обычно являются лишь рудоподводящими, а рудные залежи концентрируются в оперяющих трещинах или сопровождающих разрывах, протягивающихся субпараллельно основным тектоническим линиям. Значительна роль в локализации оруденения скрытых (глубинных) разломов, выраженных на космоснимках чаще всего зонами повышенной трещиноватости земной коры, возникающей в условиях преобладающего растяжения. Обычно на глубине им не соответствуют истинные разломы со смещениями. Особенно широко космическая информация используется при дешифрировании дуговых и кольцевых разломов — возможных индикаторов рудоносных очаговых структур.

Разработка методов космоинерагенического анализа должна явиться основой нового перспективного направления поисков рудоносных структур — минерагенической типизации разломов. В. В. Козлов разработал схему последовательности выполнения поисковых работ на основе использования космических материалов, в число операций которой входят построение геологической модели рабочей гипотезы, объясняющей связь оруденения со структурными элементами, выделение перспективных структур на участках, где ранее не были зафиксированы соответствующие месторождения или рудопроявления, определение методики и объемов поисковых работ и выполнение их на выделенных участках и, наконец, анализ эффективности выполненных работ с оценкой перспективности на детальные поиски всей совокупности отдешифрированных структурных элементов с установленным рудоконтролирующим значением.

Непременное условие при выборе территории для поисков рудоконтролирующих структур методами дешифрирования — наличие хотя бы общих представлений о рудной специализации района. Это обуславливает целенаправленный подход к поиску конкретных рудоконтролирующих элементов. Уже по данным предварительных исследований космических снимков юго-восточной окраины Сибирской платформы В. С. Коген, А. Л. Ставцев и др. при металлогеническом районировании выделили восемь дуговых тектонических зон, пересекающих эту часть платформы и примыкающие области, и установили избирательную приуроченность разнообразного оруденения стратиформного облика к их системам. Установлено, что для нижнепротерозойских основных метаморфизованных пород обширных прогибов

и грабенов наиболее характерны медистые песчаники (Удокан), в троговом комплексе верхнего архея преимущественно в базальтоидных породах отмечается колчеданная минерализация, значительные концентрации рудных минералов присущи метаморфизованным графитсодержащим сланцам нижнего протерозоя. Подобные дуговые разломы намечены также в пределах р. Лены, где с ними связаны медистые песчаники, и в Западном Прибайкалье, где известны полиметаллические месторождения.

Целенаправленное дешифрирование космоснимков и мелкомасштабных аэрофотоснимков позволило на территории Южного Казахстана выделить не известные ранее рудоконтролирующие зоны разрывных нарушений и кольцевых структур и уточнить геологическую позицию ряда известных месторождений и проявлений. По космическим снимкам выявлены зона медного оруденения вдоль Актогайского, Икбасского и Кылатумского разломов и область развития гидротермально измененных пород с минерализацией цветных металлов в пределах Каракыстакской кольцевой структуры в Киргизском хребте. По данным Ф. М. Ибрагимова, А. К. Киселева и др., с областями развития зон окварцевания вдоль Актогайского разлома иногда совпадают локальные кольцевые структуры радиусом 500—700 м, представленные радиально-кольцевой системой дислокаций и в современной структуре выраженные локальными купольными поднятиями. При наземном обследовании результатов дешифрирования Кылатумского разлома была выявлена новая минерализованная зона. В целом все обнаруженные субширотные зоны разломов относятся к «скрытым разломам фундамента», рудоконтролирующая роль которых подтверждается частотой встречаемости медного оруденения в их пределах.

На Коунрад-Шажагайском отрезке Джекказган-Актогайских космофотолинеаментов протяженностью около 230 км (полоса шириной 10—20 км, состоящая из нескольких сближенных субпараллельных линий) Ф. М. Ибрагимов и другие исследователи отдешифрировали несколько кольцевых морфоструктур. Одна из них сложена средневерхнедевонскими вулканогенными образованиями кислого состава и по дешифрируемости представляет палеовулканическую постройку; аномально светлый оттенок фотоизображения района обусловлен вторичными гидротермальными изменениями пород и, следовательно, может рассматриваться как объект для поисковых работ. К югу от этой постройки дешифрируются два полукольца, у пересечения которых с фотолинеаментами расположен участок Булак-Кудук с локальной комплексной кольцевой аномалией с медной минерализацией. В пределах Шалгия-Джекказганского участка этого же отрезка космофотолинеаментов протяженностью более 200 км также дешифрируется крупная кольцевая морфоструктура, в пределах которой ожидается выявление новых месторождений меди.

Каракыстакская кольцевая структура отчетливо дешифрируется на космических снимках масштаба 1 : 2 400 000 и 1 : 1 000 000 в виде асимметричного эллипса с размерами осей 15 и 35 км. Судя по имеющимся данным, внутренняя ее часть представлена кальдерой проседания, а внешняя — зонами устойчивых измененных пород (ро-

говиков, скарнов, кварцитов) над границей развития крупного магматического очага. С южным контуром этой структуры пространственно совпадают известные в районе месторождения. Как перспективная рассматривается область сопряжения внутренних и внешних элементов этой кольцевой структуры с поперечной Южно-Каракыстакской зоной разломов шириной от 100 до 2000 м, протягивающейся на расстояние до 25 км. Она отчетливо проявлена на космических снимках, но практически не дешифрируется на аэрофотоснимках среднего и крупного масштаба.

В ПГО «Аэрогеология» разработаны принципы построения информационно-поисковой системы для отраслевого использования материалов космических фотосканерных съемок с искусственных спутников Земли типа «Метеор», предназначенных для метеорологических целей и изучения природных ресурсов. Информация, получаемая с этих спутников, широко используется странами — членами СЭВ. В 1976 г. был разработан Международный проект по космическим методам исследования при поисках и разведке полезных ископаемых с целью создания базы для международного сотрудничества геологов, заинтересованных в изучении данных съемок с искусственных спутников Земли типа Лэндсат. В зарубежной литературе приводятся многочисленные примеры удачного использования этих данных. В частности, в Чили в районе Копиато на этих снимках отдешифрированы линейные и кольцевые или близкие к кольцевым типы структур. Среди последних выделяется гигантская кольцевая дайка, контролирующая распределение минерализованных зон брекчирования.

На металлогенических и прогнозных картах результаты геологических исследований представляются вместе с результатами геофизических данных — изогипсами кровли скрытых интрузий, стратоизогипсами опорных горизонтов, контурами глубинных магматических очагов и др. Геофизические данные изображаются как достоверные, если в пределах характерных геофизических полей получен фактический материал, подтверждающий правильность их истолкования, или как предполагаемые, если геологических данных недостаточно. На этих картах отражаются локальные геофизические аномалии и аномальные зоны, перспективность которых доказана. Геофизические методы позволяют установить связь вулканических аппаратов с крупными тектоническими нарушениями, определить границы фаций покровов и потоков, а иногда определить внутреннее строение вулканического аппарата и некоторые элементы подпокровных структур.

Одним из перспективных направлений глубинного опознания (в первую очередь в закрытых районах, составляющих около 70 % территории СССР), является гидрогеохимический метод, тесно связанный с гидрогеологией, геохимией и тектоникой. На Енисейском крае при гидрогеохимической среднемасштабной съемке выявлена полоса аномалий сурьмяно-колчеданной ассоциации элементов; позднее здесь была установлена минерализация с повышенным содержанием сурьмы. В Якутии в обстановке сильной залесенности и заболоченности опробование в региональном масштабе наледей на юго-западе Охотского вулканогена показало накопление никеля, свинца, реже олова и вольфрама. В Верхнеадычаянской впадине с мощностью

рыхлых отложений до 120 м в поверхностных гидрогеохимических полях фиксируются Аямская ртутоносная и Адыча-Тарынская сурьмяная зоны. Широкое использование гидрогеохимических методов способствовало открытию в Якутии новых проявлений сурьмы, ртути и полиметаллов. Для повышения достоверности геолого-геофизической информации при геологических съемках в масштабе 1 : 200 000—1 : 100 000 геохимические методы применяются в комплексе с геофизическими; такая организация работ позволила обнаружить промышленное свинцово-цинковое месторождение в Атасуйском районе Центрального Казахстана, несколько рудных зон с промышленным содержанием никеля в Карело-Кольском регионе и др.

Исследование металлоносности углекислых и азотных терм с температурой 70—95 °С и аномальных по температуре вод (акротерм) Памиро-Тяньшаньского региона показало, что комплекс содержащихся в них элементов в основном отражает металлогеническую специализацию пород. По мнению Е. В. Матыченкова, эти аномальные воды связаны с современным или затухающим процессом рудообразования и могут рассматриваться как поисковый признак.

Одна из основных задач гидрогеохимического картирования — оценка перспективности территорий на скрытое эндогенное оруденение. В 1975—1977 гг. была составлена гидрогеохимическая карта Карпатского региона на площадь 35 тыс. км² масштаба 1 : 500 000, нагрузка которой включает, в частности, минерализацию, основные химические типы и металлоносность подземных вод. На карте выделено 94 площадных аномалии и на этой основе намечены конкретные территории для более детальных поисков. В Карелии по данным гидрогеохимии Е. Е. Беляковой установлены критерии рудоконтролирующих разломов, синклинорных и купольных структур метаморфических терригенно-вулканогенных и ряда рудных формаций. Следует отметить, что этот метод сыграл большую роль при обнаружении скрытого Октябрьского медно-никелевого месторождения в Норильском районе. Поскольку гидрогеохимические аномалии фиксируют не только рудные объекты, но и геологические тела и зоны нарушений, можно говорить о глубинном картировании с помощью гидрогеохимического опробования, которое позволяет получить существенную дополнительную информацию или даже большую ее часть о перспективах глубоких горизонтов земной коры.

Каждая стадия геологоразведочных работ завершается составлением прогнозов для обеспечения эффективного проведения более детальных работ. Суть прогнозной оценки сводится к постепенному выделению и обособлению в пределах территории локальных площадей, наиболее благоприятных для рудолокализации по совокупности фиксируемых предпосылок и признаков. С этой целью на базе обобщенных и сведенных в заданном масштабе на регистрационные карты полезных ископаемых и другие вспомогательные карты результатов геологических, геофизических, геохимических и других данных проводится комплексный металлогенический анализ, в процессе которого осуществляются: 1) классификация месторождений с выделением рудных формаций и определением их прямых и косвенных признаков, 2) анализ истории развития региона и процессов рудообра-

зования в его пределах, 3) анализ и обобщение рудоконтролирующих факторов, определяющих региональные и локальные закономерности размещения месторождений (важнейшие из них — зональность и структурная приуроченность месторождений), 4) металлогеническое районирование. Использование комплексных прогнозно-металлогенических карт позволяет в отдельных случаях переоценивать формационную принадлежность месторождений и рудопроявлений и по новому ориентировать поисковые работы.

М. Б. Бородаевская и А. И. Кривцов в зависимости от масштаба исследований и уровня изученности площадей предлагают выделять четыре категории прогнозируемых колчеданосных площадей: провинции, зоны, потенциальные рудные поисковые районы и потенциальные рудные поля (поисковые участки). Это сужает рамки перспективных площадей путем последовательного исключения непродуктивных формаций и формаций с неблагоприятным уровнем эрозионного среза. Один из самых ответственных моментов в подготовке исходных данных для прогнозирования — выбор и обоснование поисково-оценочных критериев, которые необходимо проводить на основе типовых, хорошо изученных месторождений [15].

Как важнейшая в металлогенических исследованиях на этапе перехода от научного прогноза формационного типа оруденения к оценке его масштабов в настоящее время рассматривается проблема количественного прогнозирования, осуществляемого в процессе региональных геологосъемочных исследований, т. е. оценки перспективности территорий с позиций общих региональных закономерностей количественного характера и выяснения степени вероятности обнаружения месторождений определенного размера с возможным прогнозом качества сырья. Для этого необходимо последовательное решение следующих задач (по Д. В. Рундквисту): 1) выявление о оценке значимости рудоконтролирующих факторов, 2) выделение и оценка степени перспективности территории, 3) количественная оценка минеральных ресурсов выделенных площадей. Среди рудоконтролирующих разграничиваются факторы концентрации, оказывающие влияние на масштабы оруденения, и факторы специализации, определяющие качественный состав оруденения.

Под руководством Л. Н. Овчинникова были синтезированы данные по 400 месторождениям колчеданных провинций мира и проведен стереометаллогенический анализ колчеданных провинций Алтая, Урала и Кавказа. С помощью геолого-статистических методов изучения взаимосвязей геологической, геохимической и геофизической информации выявлены некоторые общие факторы, определяющие состав и масштаб концентрации колчеданных руд, установлена зависимость масштаба и степени концентрации этого типа оруденения от степени дифференциации вмещающих пород базальтоидного ряда и на этой основе намечены принципы регионального количественного прогнозирования [24].

И. В. Мушкин при прогнозной оценке одной из металлогенических зон малоглубинного золотого оруденения установил, что роль факторов, прямо или косвенно контролирующих рудолокализацию, закономерно меняется в зависимости от уровня (масштабности) орга-

низации рудоносных систем. В пределах изученной им зоны контуры выделенного рудного региона в целом согласуются с совмещенными ареалами раннедевонского липарито-андезитового и среднекаменноугольного андезитового вулканизма, рудные узлы обычно связаны с вулкано-тектоническими постройками, сложенными андезиитоидами, а рудные зоны приурочены к прижерловым фациям вулканитов, локальным разрывам, эксплозивным брекчиям и др. Прогнозную оценку территории поэтому он проводил на основе типизации геологически однородных блоков, отождествленных по масштабам с рудными узлами (средние размеры блоков 300 км²); обработка данных велась по программе «Информ».

Количественные подсчеты, проведенные Х. А. Акбаровым в Чаткало-Кураминском районе, показали, что детальные и глубинные поиски следует проводить в первую очередь на площадях с меньшей плотностью рудной минерализации (до 30 на 100 км²), так как на них возрастает вероятность обнаружения крупных месторождений.

К настоящему времени накоплен значительный, но недостаточно систематизированный опыт по региональной количественной оценке прогнозных запасов полезных ископаемых. При этом используются различные методы (модификации метода аналогии, теоретико-эмпирические, корреляционные), но общепризнанных методик в связи с проблемой категоризации еще не разработано. Как правило, на предварительном этапе количественного прогнозирования с использованием ЭВМ исследуемая территория делится на элементарные ячейки определенного размера, для каждой из которых собирается информация по заданному числу геологических параметров. Прогнозирование проводится на основе количественных критериев с использованием статистических и эвристических методов. Прогнозирование месторождений с применением математических методов, требующее системного подхода, в числе основных элементов предполагает разработку алгоритмов классификации площадей по их перспективности и способов обработки имеющейся информации. При этом обычно используются различные методы распознавания образа рудных объектов. Реализованные на ЭВМ алгоритмы распознавания позволяют проводить классификацию рудоносных площадей в многомерном пространстве поисковых признаков и в отдельных случаях определять информационный вес каждого.

Однако математическая статистика отражает результат проявления связи между отдельными геологическими телами и процессами, не вскрывая сложности их причинно-следственных взаимоотношений. На базе используемых в настоящее время алгоритмов, как правило, не могут быть использованы статистически представительные выборки. В. И. Кусевич и Л. В. Оганесян, основываясь на том, что в настоящее время достаточно хорошо разработаны и апробированы схемы выделения и оценки перспективных площадей и месторождений, в основу которых положен анализ закономерностей развития процессов осадконакопления, магматизма и структурных форм земной коры, в целях количественного прогнозирования комплексировали эвристические методы решения прогнозных задач с формально-математическими. На примере выделения слепых участков в преде-

лах Кафанского рудного поля в Армении была создана линейная блок-схема по обработке информации при выделении перспективных площадей. Основной источник информации при прогнозных построениях — картографические материалы. В логической цепочке схемы выделено три уровня обработки: 1) наиболее общие факторы рудо-локализации, 2) учет и анализ зон изменения вмещающих пород без видимой минерализации и геохимических ореолов рассеяния в пределах площадей, выделенных на первом уровне, 3) учет всех прямых признаков оруденения для выделения геолого-структурных позиций с проявлением наложенных процессов с рудными компонентами.

Э. В. Лешкевич и А. П. Гурьев при количественном прогнозировании золотого оруденения в черносланцевых вулканогенно-осадочных формациях в масштабе 1 : 25 000—1 : 50 000 по характеру влияния на процессы формирования оруденения и способам участия в этих процессах выделили следующие группы рудоконтролирующих факторов: 1) тектонические структуры, 2) локальные очаги магматизма и метаморфизма, 3) породы, обладающие свойствами геохимических барьеров или термодинамических экранов, а также структурные осложнения пород, создающие условия термостатирования и колонны рудоносных растворов, 4) породы, которые по составу способствуют прохождению химических (электрохимических) реакций между компонентами раствора и веществом субстрата, 5) разрывные нарушения, создающие условия транспортировки вещества. Рудоносное геологическое пространство определяется как место пересечения совокупности рудоконтролирующих факторов, потенциально рудоносное пространство выделяется по количеству информации о рудоконтролирующем значении факторов, выраженной через меру оруденения путем объединения этой информации по группам факторов равного уровня неоднородности. Площади, характеризующиеся подрудным уровнем эрозийного среза золотоносной минерализации, отобраковываются. Как показывает опыт работ, в процессе поиска рудного объекта неопределенность задачи велика: остаточная энтропия системы после проведения прогнозирования составляет 30—50 % от начальной, что свидетельствует о недостаточных в целом изученности оруденения, его признаков и рудоконтролирующих факторов.

В равной мере эти данные относятся и к другим типам оруденения, подчеркивая роль принципа неопределенности в прогнозировании полезных ископаемых.

Палеовулканическое картирование дна океана

Постановка специальной задачи составления палеовулканических карт дна Мирового океана, окраинных морей и шельфов и разработка методики такого картирования связаны с необходимостью показать роль вулканических процессов в геологической истории океанов, а также закономерности размещения полезных ископаемых в их пределах. Следовательно, специальная палеовулканогеологическая карта должна дополнять геологическую карту и, учитывая тесную связь вулканизма с тектоникой, нести изображения вулканотектонических структур.

Составление палеовулканических карт возможно в двух аспектах: структурном, когда исследования направлены на картирование вулканотектонических структур сводовых, купольных и рифтовых хребтов, и формационно-морфологическом, когда речь идет о картировании палеогеоморфологических и палеовулканических формаций. Предпосылка палеовулканического картирования — составление батиметрических и геоморфологических карт дна в глобальных и региональных масштабах.

Исходя из задач палеовулканического картирования следует рассмотреть его возможности применительно к разным масштабам съемки. Глобальные масштабы позволяют определить лейтмотивы геологических процессов и главные направления развития вулканотектонических структур, выделить вулканические формации. При этом проявляются основные черты структуры океанов, характерные для конструктивных и деструктивных типов их побережий. Обзорные палеовулканические карты дна акваторий могут составляться для характеристики важнейших структурных форм вулканизма в сочетании с тектоникой. Крупномасштабные карты составляются для анализа типов извержений: жерловых, трещинных излияний и др. Эти структуры детализируются по сравнению с геологической картой: наносятся центры вулканических извержений (достоверно установленные и предполагаемые), ареалы разноса пеплов и туфов, переходящих в вулканогенно-осадочные толщи, вулканоконтролирующие структуры (разломы, зоны повышенной проницаемости, сложные вулканоплутонические узлы), вулканы срединно-океанических хребтов, первичные линейные и полосчатые текстуры, увязываемые с палеомагнитными аномалиями.

Составление карт дна океанов ведется в настоящее время по разным программам. По геолого-геофизическим данным составляются карты мощности земной коры и базальтового слоя, второго слоя и осадочного чехла мирового океана. Издана тектоническая карта Мира масштаба 1 : 25 000 000 (В. Е. Хаин и Л. Е. Левин), на которой показаны основные черты тектоники континентов и океанов. При этом интерпретация данных об океанах проведена на основе мобилистских представлений об эволюции литосферы океанов. В Институте океанологии АН СССР составляются серии карт, посвященных анализу палеогеологической структуры океана, а также геоморфологические и палеогеоморфологические карты для главных эпох истории океана с мобилистических позиций. Составление этих карт, а также геологических, геофизических и металлогенических карт дна океана ведется на основе результатов эхолотной съемки, океанического бурения, драгирования и геофизических исследований, данных изучения с помощью батискафов и подводных лодок.

Палеовулканическое картирование дна океанов может исходить из характеристики важнейших вулканотектонических структур. Такой фундаментальной структурой является второй слой, возраст и распространение которого определяются по данным глубокого бурения и геофизических исследований. Предпосылкой картирования служит изучение положения вулканических поясов и площадей, определяемого общей геодинамической обстановкой образования и разви-

тия современных океанических областей морей. По геолого-геоморфологическим данным судят как о размещении современных действующих вулканов, так и о положении вулканических хребтов, за счет разрушения которых формировались вулканогенно-осадочные отложения дна акваторий. Важнейшая задача палеовулканологического картирования на его первой стадии — изучение древних вулканических линеаментов [31].

На картах учитываются также типы вулканизма (базальтовый, андезитовый, кислый, щелочной и т. д.), условия проявления и возраст вулканизма, палеогеографическая обстановка (глубоководная, мелководная, островная), границы вулканических поясов и областей, вулканогенные фации, мощности вулканических отложений (в изоляциях), особенности состава и эволюции вулканизма. На основе всех этих данных проводится районирование дна акваторий по типам структур и стадиям тектоно-магматической эволюции. Для получения достаточно полных данных о распространении и структурах вулканических рудоносных формаций дна океанов необходимо откартировать главные вулканотектонические структуры и определить историю их развития в типичных возрастных рамках, охватывающих периоды процессов активизации.

Перечислим основные направления и задачи палеовулканического картирования дна океанов и морей: 1) изучение геотектонических позиций вулканической деятельности и структурных форм залегания вулканических и вулканогенно-осадочных формаций; 2) районирование дна Мирового океана и окраинных морей по типам вулканотектонических структур и формационным признакам; 3) кинематическая оценка геотектонических позиций районов проявления древнего вулканизма (зон растяжения и сжатия); 4) выявление региональных типов вулканизма в связи с различными стадиями эволюции океанов и окраинных морей, систематизация данных о распространении вулканов, разделение их по типам, составу, возрасту в связи с изучением районов геотермальной металлогенной подводной деятельности и сейсмичности; 5) разработка методики картирования вулканических формаций дна океана в зависимости от типов вулканизма и характера вулканотехнических структур; 5) выделение конкретных срезов по структурам и возрастам для картирования различных вулканических поясов дна океана и окраинных морей.

Структурный план вулканогенно-осадочного чехла деструктивных окраин континентов диктуется постепенным погружением к окраинам континентов поверхности океанического фундамента. Параллельно с этим процессом происходит периокеаническое погружение континентальной окраины, а в ряде случаев и поднятие, сопровождающееся контрастными движениями на границе океана и континента. Осадочная толща формируется за счет эрозионных процессов сноса с континентов и отчасти притока вулканического материала пород щелочно-базальтовой формации вулканических островов.

В связи с этим необходима разработка методики палеовулканического картирования дна океанов с деструктивными континентальными окраинами (Атлантический, Индийский, Северный Ледовитый), в которых происходят растяжение и океанизация континентов

и дна океанов с конструктивными окраинами (Тихий, частично Индийский); где в процессе современного развития геосинклинально-орогенных поясов наблюдается разрастание континентальной коры. Структуры вулканических осадочных и вулканогенно-осадочных формаций определяются вулкано-тектоническим и тектоническим развитием дна океана. На этой основе выделяются генетические типы этих формаций и проводится районирование дна океана по структурно-формационным принципам. Главные структурные аспекты залегания пород фундамента и осадков дна океана выявляются исходя из принципов картирования осадочных и изверженных формаций.

Объект картирования на дне акваторий — вулканы, выраженные в рельефе в форме островов и подводных построек. Крупные вулканические гряды имеют структурно-морфологическое значение, определяя строение дна и прилегающей суши: вулкано-тектонические поднятия проявлены группами вулканов сводового типа. Гайоты — плосковершинные вулканы верхнемелового и более позднего возраста — представляют собой реликты опущенных групп вулканов в океанических котловинах. Поскольку дно океанов покрыто осадками, повсеместно перекрывающими базальты второго слоя и склоны вулканических поднятий, палеовулканическое картирование одновременно является важнейшей составной частью изучения геологии океанического дна.

При картировании вулканических формаций дна океанов часто обнаруживается резкое изменение типов вулканических пород на незначительных расстояниях. Это может быть связано с латеральной сменой структурного положения отдельных комплексов вулканитов, а также со смещениями отдельных глыб океанической коры по трансформным разломам.

Среди вулканических образований дна океана на разных вертикальных и латеральных стратиграфических уровнях могут располагаться сходные по составу и морфологическим признакам породы, например базальтовые покровы второго слоя, разновозрастные генерации сводовых поднятий и др. При картировании по данным глубоководного бурения разновозрастные вулканические тела и их ассоциации на разных возрастных срезах будут повторяться. Смещение их по латерали отражает направление вулкано-тектонической эволюции дна океана. Структуру дна могли изменить внедрившиеся в океанические осадки в виде силлов базальтовые тела, также резкую смену в возрасте и типе вулканических пород могли вызвать глыбовые вертикальные перемещения на дне океана, особенно в зоне срединно-океанических хребтов, где структура дна определяется телескопированным рифтогенезом. Здесь под базальтами залегают блоки серпентинизированных габбро, ультрабазитов, диабазов и кристаллических сланцев. Выходы таких пород встречаются и в зонах разломов вне срединных хребтов, указывая на возможное выравнивание дна после длительных эпох вертикальных движений, сменяемых подводной эрозией в период тектонического покоя.

На палеовулканологических картах акваторий главные вулкано-тектонические структуры в их типичных формах желательно ото-

бражать в рамках региональных тектонических районов, с которыми связан вулканизм, учитывая особенность тектонической истории сопровождавшей вулканическую деятельность; структурность должна быть первым условием палеовулканической карты. На карту должны быть нанесены: 1) структура фундамента и время его активизации, 2) структуры — проводники вулканической деятельности (складчатые и разрывные); 3) типы вулканизма (ареальный, центральный); 4) типы магмы; 5) этапы вулканизма и типы вулканотектоники; 6) генетические типы вулканических построек; 7) границы геотектонических регионов с различным вулканизмом; 8) границы вулканогенно-осадочных формаций; 9) тектонические несогласия и перерывы в осадконакоплении и излияниях (тектоно-магматические и осадочные циклы).

Вулканические и вулканогенно-осадочные формации закономерно сочетаются с осадочными, отражая роль тектонических и вулканотектонических процессов в их исторической взаимосвязи.

Картирование сложных вулканогенных пород (покровов туфов, игнимбритов) и экструзивных структур (жерловых экструзий и субвулканических образований) различно в методическом отношении. Первые картируются по методике осадочной стратиграфии. В океанах эти породы выявляются в глубоководных условиях на вулканотектонических поднятиях, в уступах депрессий вулканотектонического происхождения. Их фациальная принадлежность определяется по комплексу структурных, литологических, петрографических, геоморфологических и геофизических характеристик. Вторая группа пород требует структурного подхода к методике картирования: на дне океана должны быть установлены вулканотектонические и вулканические структуры, с которыми связано образование автохтонных вулканических сооружений. При этом выявляются структуры, определяемые морфологией дна и выраженные как положительные или отрицательные формы рельефа (поднятия, депрессии, кальдеры и др.) [6].

Составление палеовулканологических карт дна океанов должно способствовать изучению их геологической истории, анализу тектонической структуры и апробации представлений о происхождении океанов в соответствии с современным уровнем знаний. Объяснение вулканотектонического режима, сформировавшего структуры океанической коры, требует перехода от статической ее модели — палеовулканической карты, к ретроспективной — описанию вулканотектонического процесса. Следовательно, структурным элементам легенды должны быть приданы историко-генетические обозначения (историко-генетический смысл), и на этой основе составлена последовательная серия карт различных срезов океанической коры, иллюстрирующая ее историю. Можно допустить, что океаническая кора находится на до- или раннегеосинклинальной стадии развития, а кора переходного к континентальному типу — на орогенной и посторогенной. Проявление океанического вулканизма следует рассматривать в связи с глубинным строением океанов: необходимо выявить реальные связи вулканотектонических структур со строением океанической земной коры и мантии.

Палеовулканические карты дна океана следует составлять исходя из латеральных и вертикальных различий между вулканическими комплексами структурных компонентов дна. Поэтому наряду с выделением крупных структурных единиц важно изучение структуры стратифицированной части океанической коры с постепенными переходами между слоями, сложенными вулканитами и осадочными породами. Выделение крупных структур вулканогенно-осадочных формаций — первый этап исследования, структура вулканогенно-осадочных толщ подчиняется вулканогенной тектонике. В перспективе намечена возможность идентифицировать по палеомагнитным данным разные типы магматических пород, что позволит внести в палеомагнитные карты детализацию по типам вулканических пород и их формационным признакам.

На палеовулканических картах могут быть сведены многочисленные данные в древних структурах на дне океана, что позволяет оценить масштабы вулканизма и его роль в формировании вулканогенно-осадочных формаций и рудных месторождений. Систематизация выявленных вулкано-тектонических структур, выделение их важнейших срезов и возрастная корреляция должны быть основаны на следующих данных: 1) возрастные диапазоны, по границам которых нужно картировать вулканические формации; 2) возрастные этапы наложения вулкано-тектонических процессов на структуры дна океана; 3) вулканические эпохи — их границы, объемы вещества; 4) крупные вулкано-тектонические структуры — разломы, кольцевые образования; 5) наложенность, преемственность, унаследованность вулкано-тектонических структур; 6) типовые разрезы вулканических поясов, их фациальный состав и региональные особенности.

Основа палеовулканического картирования — выделение важнейших срезов, по которым проводится возрастная корреляция вулканитов. Картировать рекомендуется: 1) этапы наложения вулкано-тектонических процессов на ведущие структуры океанов и окраинных морей; 2) этапы прекращения (замирания) вулканизма; 3) вулкано-тектонические этапы переходных структур между континентами и океанами; 4) возрастные и фациальные объемы вулканических формаций; 5) вулканогенно-осадочные формации, коррелятные вулканическим эпохам и периодам их денудации и переотложения.

Для океанов с деструктивными границами составляются карты корреляции вулканических формаций окраин континентов и дна океанов. Рекомендуются следующие структурные срезы: для вулканических формаций второго слоя нужно составить серию карт, где древний срез будет проходить по возрасту деструктивной границы континент — океан, а молодой срез — по внутреннему своду рифтовой долины срединно-океанических хребтов; для деструктивных границ океанов и окраинно-континентальных поясов островных дуг рекомендуется картировать срезы, отражающие эволюцию деструктивных эпох и геосинклинально-орогенных структур дна океана: а) верхнемеловые — палеогеновые, 150—100 млн. лет, пояса внешних островных дуг (верхний олигоцен — нижний миоцен, 32—15 млн. лет), б) неоген-четвертичные пояса внутренних островных дуг (средний миоцен — верхний миоцен, 16—13 млн. лет и плиоцен — плейстоцен, 6—3 млн.

лескопированной рифтовой системы; уменьшение с конца мезозоя площадей трансгрессий на континенты соответствует последовательному уменьшению объемов базальтовых излияний на вулcano-тектонических сводах, при телескопированном рифтогенезе сужающихся к оси молодых океанов, и уменьшению объема бассейнов. Постепенное расширение трансгрессий и быстрый ход регрессий соответствуют темпу постепенного нарастания объема вулканитов и сводообразования и быстрому обрушению вулcano-тектонических сводов после прекращения вулканизма; при палеоокеаническом картировании на основе кинематики телескопированного рифтогенеза последовательность образования океанических бассейнов рисуется обратной к схеме палеоокеанов по гипотезе новой глобальной тектоники — древние бассейны формируются у континентальных окраин; исходя из схемы телескопированного рифтогенеза увеличивается перспективность металлоносности океанического дна.

При разработке методики металлогенического картирования дна океанов необходимо учитывать типы механизмов вулканических процессов и химизм продуктов вулканической деятельности, следует наметить площади и зоны, перспективные для поисков руд, учитывая региональные особенности минерации в континентальных районах — структурных аналогах дна океанов. В первую очередь это касается площадей эпиконтинентальных морей, на дне которых можно проследить металлогенические пояса, протягивающиеся от континентальных структур.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Возникновение магматических расплавов и их рудоносность определяются характером, интенсивностью и направленностью тектонических процессов, глубиной заложения магмоподводящих разломов и их отношениями с планетарными структурами. Столь же важное значение имеют глубинное строение земной коры, ее мощность, проницаемость, стадия и стиль геологического развития.

В осевых частях геосинклинальных прогибов или трогов вулканизм имеет трещинный характер, а формирующиеся толщи — большую мощность. Здесь не содержится крупных рудных скоплений, а отмечается лишь убогая вкрапленно-прожилковая и гнездообразная минерализация серного колчедана.

В бортах геосинклинальных прогибов рудная минерализация более значительна и разнообразна. Типичны небольшие месторождения скарных железных руд, жильные проявления меди, свинца, цинка и реже барита.

В течение геосинклинального и орогенного этапов формируются гомодромные серии вулканитов: базальты — дациты — липариты; одновременно возрастает литофильность образующихся рудных формаций.

В орогенных областях и в рамках геосинклинальных прогибов в условиях активного тектонического режима преобладают пестрые по составу вулканогенные формации с разнообразными рудными месторождениями, которые контролируются секущими структурами.

Формирование внутригеосинклинальных доинверсионных поднятий приводит к контрастному изменению состава вулканитов и возникновению горизонтов и секущих тел кислых колчеданосных пород.

Состав родоначальных расплавов, берущих начало в верхней мантии, преобразуется в результате ассимиляции и контаминации во внутрикоровых очагах и в общих чертах отвечает базальтоидам. В относительно консолидированных областях с утолщенным гранитовым слоем расплав «раскисляется» до андезита или андезито-базальта и в зависимости от этого меняется металлоносность с проявлением широкого разнообразия руд. Большинство рудных формаций пространственно тяготеет к эффузивно-интрузивным ассоциациям известково-щелочного и субщелочного рядов.

2. Эволюция магматического расплава протекает различно в блоках с разной тектонической историей. При спокойной эволюции (внутрикамерной дифференциации) кислые дифференциаты всплывают и при соответствующем тектоническом режиме прорывают покрывку; изливаясь на поверхность, они образуют основание вулканогенной толщи. Последующие излияния оставшихся основных дифференциатов приводит к накоплению вулканических продуктов все более высокой основности (антидромные ряды).

В активизированных стабильных областях базальты обогащены кремнеземом и натрием при общей низкой щелочности. Это свидетельствует о неглубоком залегании очага с родоначальным расплавом и спокойно протекающих процессах дифференциации, ассимиляции и контаминации с полным извлечением из него рудных компонентов. В таких благоприятных для концентрации рудного вещества условиях рудно-магматическая система имеет наименьший вертикальный размах.

Вулканогенное рудообразование в платформенных областях связано с автономной тектоно-магматической активизацией в рифтовых зонах, формированием траппов и трубок взрыва. Траппы, щелочные магматические комплексы и взрывные кимберлиты сопровождаются главным образом месторождениями железа, титана, платины, урана, меди, ванадия, алмазов и др.

Особое место в формировании металлогенического облика планеты занимают глубинные разломы, контролирующие размещение вулканов и отличающиеся спецификой проявляющегося в их зонах магматизма. Они имеют значительную протяженность и определяют размещение характерных месторождений золота, ртути, хрома, никеля, железа, сурьмы, мышьяка и др.

3. Анализ геодинамических и физико-химических условий вулканогенного рудообразования позволяет последовательно охарактеризовать вулканические и рудогенные процессы на разных уровнях.

Репером для определения вертикальной эволюции вулканических поясов и вертикального размаха рудно-магматических систем служит

геоморфологический (и гипсометрический) уровень вулканических излияний, изменяющийся в интервале от дна океана до вершин орогенов (горных систем). Зональные условия рудообразования в каждом случае определяются на глубину от уровней вулканических излияний на всем пути продвижения вулканических продуктов (расплавов) от очага до вулканической постройки. В вертикальном зональном ряду различаются: верхний ярус — вулканические сооружения с субаквальными вулканогенно-осадочными месторождениями; средний — субвулканический ярус с малыми интрузиями и корнями вулканов и жильными месторождениями в секущих трещинах; нижний, гипабиссальный ярус с штокверковым оруденением в кровле гипабиссальных интрузий, либо в них самих. К абиссальному ярусу мы относим батолитоподобные тела и расслоенные интрузии с соответствующими рудными концентрациями. Рассмотренный тип зональности подчеркивает все возрастающую роль эффузивного магматизма и связанной с ним минерализации вверх по разрезу.

4. Региональные условия и возраст вулканических поясов определяют типичный набор месторождений в различных регионах в зависимости от уровня эрозионного среза магматической колонны. Для альпийских поясов типичны малоглубинные врезы и месторождения верхнего — среднего ярусов (уровней), а для киммерийских и герцинских — месторождения среднего — нижнего ярусов, в значительной степени измененные наложенными процессами. Для древних метаморфических поясов, в зависимости от особенностей блоковой тектоники могут быть выявлены месторождения различных ярусов. Между рудными концентрациями по вертикали часто отмечаются постепенные переходы, кулисообразное замещение различных рудных формаций и стертость четких границ между месторождениями отдельных уровней. Однако в целом для выделенных уровней рудно-вулканических, или точнее, рудно-магматических систем характерны определенные структурно-морфологические и минеральные типы месторождений.

Океанический вулканизм отличается развитием основных и ультраосновных пород с весьма ограниченным количеством кислых дифференциатов, вследствие чего «рудный набор» здесь значительно менее разнообразен, чем на континентальных платформах и ограничивается главным образом железом, титаном, хромом, никелем, осмием, иридием. Остаются неясными мощность и рудоносность океанической коры под «вторым слоем», частично пройденным бурением, а также перспективы медно-полиметаллического оруденения рифтовых зон срединно-океанических хребтов.

Воды гидросферы и атмосферы играют решающую роль в переносе и отложении продуктов эксгаляций и фумарольной деятельности при образовании вулканогенных месторождений. При этом важное значение имеют подводные вулканы.

Таким образом, характер магматизма и формирование рудных месторождений определенного типа являются функцией структурно-тектонической позиции региона.

5. Особого внимания заслуживают эффузивно-интрузивные ассоциации известково-щелочного ряда, наиболее типично проявленные

в орогенных областях или в геосинклинальных зонах, прошедших полный цикл тектонического развития. Для них характерен широкий вертикальный «спектр» рудных месторождений. С наиболее глубокими уровнями вулканоплутонов ассоциируют месторождения хрома, железа, никеля, платины и платиноидов, меди; в тесной связи с ними находятся асбест, магнезит, тальк и некоторые другие полезные ископаемые. Более высокий, гипабиссальный уровень отличается приуроченностью к нему месторождений железа (скарны), кобальта, меди, цинка, олова, золота и др. На субвулканических уровнях размещаются скопления цинка, свинца, меди, золота, серебра, висмута, сурьмы, мышьяка, ртути, олова и др. Криповулканические взрывы, часто сопутствующие формированию экструзивных куполов, неков, лакколлитов и штоков на средних уровнях, приводят к образованию брекчированных зон, контролирующих рудную минерализацию средне- и низкотемпературного типов.

Для вулканического уровня эффузивно-интрузивных комплексов характерны скопления золота, урана, серы, бора, меди, свинца, цинка, мышьяка, ртути, марганца, железа и др., главным образом в виде стратиформных месторождений.

Менее разнообразны и менее богаты месторождения, связанные с эффузивно-интрузивными комплексами щелочного ряда, для которых типичны месторождения редких металлов и редкоземельных элементов. Среди формаций этого петрохимического ряда металлоносны интрузивные и субвулканические фации. Эффузивные образования (породы вулканического уровня) щелочного ряда, как правило, не сопровождаются промышленными месторождениями.

6. Многие из элементов образуют скопления на различных уровнях рудно-магматической системы, т. е. проявляют определенную конвергентность. Это положение справедливо при рассмотрении отдельных металлов; последние на различных уровнях и в связи с различными фациями магматической колонны бывают представлены формационными типами руд, образование которых происходит неодинаково в разных термодинамических условиях, определяющих как типы руд, так и их минеральные парагенезисы и структурно-морфологические типы месторождений.

На основании вышеизложенного разрабатываются основные принципы оценки рудоносных площадей на глубину и соответствующие поисковые критерии.

7. В предлагаемой работе вулканогенное рудообразование рассматривается как неразрывная, органическая часть грандиозного процесса магматогенного формирования руд. При этом в идеальном случае при собственно вулканическом (поверхностном) проявлении магматизма в общей магматической колонне выделяются различные глубинные уровни. Последним соответствуют специфические рудные образования, присущие каждому конкретному уровню магматической колонны — от глубинных собственно магматических до эксгалационно-осадочных и гейзеритовых. Исключение составляют магматические тела, в определенных условиях не достигшие земной поверхности, в которых редуцированы вулканические уровни и соответствующие им месторождения. При таком подходе вполне определен-

ную направленность приобретает глубинный прогноз эндогенных месторождений.

8. Картирование, осуществляемое на разных эрозионных срезах регионов, позволяет установить связь рудообразования с разноглубинными структурно-фациальными условиями вулканизма. При этом для вулканизма каждой геотектонической стадии развития типичны месторождения определенных рудных формаций, принципы поисков и прогноза которых разрабатываются на региональной основе.

Методика составления металлогенических и прогнозных карт вулканических областей дна океана пока не разработана. На пути к ее разработке находится палеовулканическое картирование дна океана по возрасту телескопированного рифтообразования, видимо, являющегося главным тектоническим процессом океанических областей.

Список литературы

1. Брукс Р., Каплан И., Петерсон М. Микроэлементы термальных рассолов и иловых вод Красного моря. — В кн.: Современное гидротермальное рудоотложение. М., Мир, 1974, с. 76—96.
2. Волчанская И. К. Морфологические закономерности размещения эндогенной минерализации. М., Наука, 1981.
3. Вольфсон Ф. И., Дружинин А. В. Главнейшие типы рудных месторождений. М., Недра, 1982.
4. Вулканизм и рудообразование. М., Мир, 1973.
5. Вулканические постройки протерозоя Карелии/В. А. Соколов, В. И. Робонен, С. И. Рыбаков и др. Л., Наука, 1978.
6. Геология и твердые полезные ископаемые Мирового океана. — Тр. НИИГА. Л., 1980.
7. Дворов В. И. Термальные воды Челекена и геохимические особенности их формирования. М., Наука, 1975.
8. Деменецкая Р. М. Кора и мантия Земли. М., Недра, 1975.
9. Дзоценидзе Г. С., Твалчрелидзе Г. А. О рудоносности эффузивного вулканизма. — Сов. геология, 1967, № 9, с. 19—31.
10. Донских В. В., Зеленугин В. Н., Кронидов И. И. Методика геологической съемки древних вулканов. Методическое пособие по геологической съемке масштаба 1 : 50 000. Вып. 4. ВСЕГЕИ. — Л., Недра, 1980.
11. Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. I—XII. М., Наука, 1968—1978.
12. Игнатьев А. Б. Палеовулканологические реконструкции вулкано-тектонических депрессий. Хабаровск, ДВНЦ АН СССР, 1975.
13. Ишугин В. В. Красноморский рифт и его роль в размещении железомарганцевого оруденения. — Геотектоника, 1982, № 3, с. 33—43.
14. Казанский В. И., Лаверов Н. П., Тугаринов А. И. Эволюция уранового рудообразования. Л., Атомиздат, 1978.
15. Колчеданные месторождения мира. М., Недра, 1979.
16. Котляр В. В. Основы теории рудообразования. М., Недра, 1979.
17. Курс рудных месторождений/В. И. Смирнов, А. И. Гинзбург, В. М. Григорьев, Г. Ф. Яковлев. М., Недра, 1981.
18. Кушнарев И. П. Глубины образования эндогенных рудных месторождений. М., Недра, 1982.
19. Лисицин А. П. Вклад эндогенного вещества в океанскую седиментацию. — В кн.: Литология на новом этапе развития геологических знаний. М., 1981, с. 20—45.
20. Луцицкий И. В. Основы палеовулканологии. Т. 1—2. М., Наука, 1971.
21. Магматизм и эндогенное рудообразование. М., Наука, 1976.
22. Маракушев А. А. Петрогенезис и рудообразование (геохимические аспекты). М., Наука, 1979.
23. Метасоматизм и рудообразование. М., Наука, 1978.
24. Овчинников Л. Н. Некоторые закономерности вулканогенного рудообразования. — Вулканология и сейсмология, 1981, № 4, с. 36—47.
25. Рудич К. Н. Субвулканические тела и магматические комплексы. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., 1971, с. 87—93.
26. Рудоносность и геологические формации структур земной коры. М., Недра, 1981.
27. Рудные месторождения СССР. Т. 1—3. М., Недра, 1974.
28. Рудные полезные ископаемые. Алма-Ата, Наука, 1980.
29. Саркисян С. Ш. Составы среднеэоценовых родоначальных магм некоторых структурных элементов Малого Кавказа. — Докл. АН СССР, 1973, т. 211, № 1, с. 177—180.
30. Сешникова Е. В. Магматические комплексы центрального типа. М., Недра, 1973.
31. Системы разломов в Тихом океане/Ю. М. Пущаровский, В. В. Козлов, Е. Е. Милановский, Е. Д. Сулиди-Кондратьев. — Геотектоника, 1980, с. 67—72.
32. Скрипченко Н. С. Гидротермально-осадочные сульфидные руды базальтоидных формаций. М., Недра, 1972.

33. *Смирнов В. И.* О металлогении океана. — Геология рудных месторождений, 1975, № 1, с. 3—13.
34. *Соловьев В. В.* Структуры центрального типа территории СССР. Л., Тр. ВСЕГЕИ, 1978.
35. *Структурные перестройки и размещение металлогенических зон в складчатых областях.* М., Недра, 1981.
36. *Твалчрелидзе Г. А.* Металлогенические особенности главных типов вулканических поясов. М., Недра, 1977.
37. *Твалчрелидзе Г. А.* Мобилизм или классическая геотектоника (прикладное значение в металлогении). — Итоги науки и техники. Сер. Рудные месторождения, т. 9. М., 1979 (ВИНИТИ).
38. *Урванцев Н. Н.* Геолого-тектонические факторы становления медно-никелевых месторождений северя Средней Сибири. — Геология и геофизика, 1982, № 1, с. 64—69.
39. *Фаворская М. А.* Некоторые металлогенические аспекты проблемы магматических очагов. — В кн.: Магма малоглубинных камер. М., 1970, с. 156—168.
40. *Шарпенко Л. Н.* Магматогенные кольцевые структуры. Л., Недра, 1979, 231 с.
41. *Шинкарев Н. Ф.* Происхождение магматических формаций. Л., Недра, 1978, 304 с.
42. *Щеглов А. Д.* Основы металлогенического анализа. М., Недра, 1980.
43. *Яковлев Г. Ф.* Геологические структуры рудных полей и месторождений. М., Изд-во МГУ, 1982.
44. *Anderson J. G., Varndell B. J., Westner G. J.* Some geological aspects of the Perseverance nickel deposit, Rhodesia. *Simp. Miner. Deposits and Transp. and Deposit. Metas, Salisbury*, 1976, p. 99—107.
45. *Bassot Y. P., Traore N.* Le gisement d'or de Kalana (Republique du Mali). *Chron. rech. minière*, 1980, 48, vol. 457, p. 5—18.
46. *Coulomb J. J., Felenc J., Testard J.* Volcanisme et minéralisations à Zn—Cu de la ceinture d'Al Amar (Royaume d'Arabie Saoudite). *Bull. Bur. rech. géol. et minières*, 1980—1981, sec. 2, N 1—2, p. 41—71.
47. *Donzeau M., Johan V., Picot P.* Ash-Shizm un gisement sulfuré (Cu—Zn) volcanogène dans le Précambrien d'Arabie Saoudite. *Bull. Bur. rech. géol. et minières*, 1980—1981, sec. 2, N 1—2, p. 73—101.
48. *Sabatino Di. B., Barrese E., Gianpaolo C.* Sulla genesi della fluorite „sedimentarie“ area meridionale del systema vulcanico Sabatino. *Rend. Soc. ital. miner. e petrol.*, 1979, 35 (1), p. 439—451.
49. *Sabir H.* Metallogenic and textural features of sulfide mineralisation at Jabal Sayid (Saudi Arabia), *Bull. Bur. rech. géol. et minières*, 1980—1981, sec. 2, N 1—2, p. 103—111.
50. *White L. E., Anderson E. T., Grubbs D. K.* Geothermal brine will; mile deep drill may tap ore bearing magnetic water and rocks undergoing metamorphism. *Science*, 1963, vol. 139, N 3558, p. 124.

Предметный указатель

- Агломераты 8, 28
Активизация тектоно-магматическая 53,
54, 59, 66, 73, 85, 87, 88, 95, 121, 131
Андезитовые формации 66, 71, 204
Ассимиляция 225
- Базальтовые формации 38, 85, 100
Брекчии вулканические 7, 28, 29, 57
- Воронки взрыва 10
Вулканизм — 37, 73
— антидромный 223
— ареальный (площадной) 223
— геосинклинальный 60, 67, 69, 99
— гомодромный 18, 37, 59, 67, 72, 75,
226
— океанический (подводный) 99
— орогенный 34, 55, 60, 67, 73, 77
— платформенный 60
— рифтовый 101, 104, 105, 106
— центрального типа 5, 6, 7, 8
Вулканические —
— извержения 5, 34
— постройки 5—10, 13, 18
— структуры глобальные 220
— структуры региональные 83, 188, 221
— структуры локальные 3, 60, 65, 118,
188, 220
Ву — формации 33, 67, 73
Вулкано-купольные поднятия 59, 60, 78,
83, 214
Вулкано-плутоны (субвулканы) 48, 83,
84
Вулкано-тектоника 10, 12, 14, 48, 78,
100
Вулкано-тектонические структуры — 4,
10, 34, 35, 57, 58, 94, 98—100, 104, 106,
183
— кольцевые 10, 60
— линейные 59
Вулканы —
— линейные (трещинные) 5
— моногенные 5
— побочные (паразитические, латераль-
ные) 4, 5, 60
— подводные 10, 29
— полигенные 5
— центрального типа 5, 80
— щитовые 5, 6, 10, 45, 196
- Генезис руд 38
Геоморфологический уровень вулкани-
ческих извержений (ГУВИ) 17, 18, 98
Геосинклинальный процесс 19, 32, 33, 35,
36, 38, 66, 98, 114
Гидротермальные месторождения 56, 81,
109—111, 175, 177
Гидротермальные процессы 40, 41, 45,
47, 50, 51, 81, 82, 109—111
- Гидротермальные растворы 41, 42, 46,
50, 51, 53, 100, 107, 109, 176, 177
Гидротермальные системы 42, 47, 50—
52, 65, 109—111, 160
Гипабиссальные образования 25, 41, 45,
68, 69
Глубинное геологическое картирование
181, 207
Глубинность оруденения 50, 120—124
Горсты вулканические 13, 24
Горсты вулкано-тектонические 24
- Дайки кольцевые 11—13, 24, 63
Дайки радиальные 12, 24, 63
Дайковые серии 12, 24, 48, 60, 62, 63,
111
Депрессии вулкано-тектонические 14, 17,
34, 35, 78, 223
„ рифтовые 225
„ телескопированные 225, 230
Деструктивные процессы 67, 220, 221
Диаспиры 188
Диатремы 11, 46
Динамика извержений 45, 49
- Жерловые брекчии (экструзивные) 7, 8
Жерловые структуры 14, 60, 62, 111,
185
Жерловые фации 39, 93
- Зональность оруденения 60, 155, 229
Зональность оруденения вертикальная
60, 64, 70, 71, 146, 152, 155, 163, 174,
177, 178, 229
Зональность оруденения горизонтальная
60, 64, 152, 164
- Игнимбритовые формации 9, 21, 36, 42,
185
Интрузии гипабиссальные 23, 60
Интрузии кольцевые 24, 25
Интрузии пластовые 24
- Кальдерообразование 11—14, 16, 35, 38,
47, 50
Кальдеры 6, 9, 11—15, 353, 49, 80
Карбонатиты 56, 87, 89, 90, 121
Картирование вулканогенных пород 182,
185—188
Карты палеовулканические 218—220,
222, 224
Классификация вулканогенных пород
18—20
Кольцевые комплексы 10—12, 15, 35, 92,
188, 190, 200
Кольцевые разломы 9, 12—14, 16, 55, 59
Колчеданное рудообразование 3, 56, 73,
75, 217

- Конвергентность рудообразования 65, 67, 71, 229
 Конструктивные процессы 67
 Контроль оруденения стратиграфический 175—177
 Контроль оруденения структурный 207, 211, 212
 Конусы вулканические 5, 6
 Корневая система вулканов 12, 25
 Кратеры 5, 10
 Купола 7—9, 47, 67, 200
- Лавовые плато** 9, 19
 Лакколиты 13, 23, 49, 60, 185
 Линеаменты 221
 Липаритовые формации 201
- Маары** 11, 15
 Магма 12, 36
 Магматизм дна океанов 51, 115
 Месторождения, генетические типы —
 — вулканогенно-осадочные 50, 51, 52, 56, 57, 59, 65, 74, 78, 97, 115
 — гидротермальные 51, 65, 75
 — собственно вулканогенные 3, 65
 — удаленно-вулканогенные 51, 52
 — эксгальционно-осадочные (стратиформные) 65
 Месторождения, по видам сырья —
 — алмазов 90, 97, 115, 117
 — бора 51, 175, 176, 177—180
 — вольфрама 88, 97, 115, 117, 127, 128, 130, 131, 133, 135, 156
 — железа 68, 74, 88, 93, 109, 116, 156
 — золота 61, 66, 77, 78, 81, 84, 88, 97, 109, 131, 143—145, 147
 — колчеданные 54, 74—77, 109, 117
 — марганца 68, 74, 76, 88, 97, 109, 116, 144, 168
 — меди 54, 56, 61, 84, 96, 97, 109, 121, 137—139, 153, 155
 — молибдена 54, 61, 77, 97, 115, 117, 132, 137, 141, 142, 149, 150, 153
 — мышьяка 51, 61, 66, 109, 160
 — никеля 69, 89, 90, 95—97, 116, 121
 — олова 77, 88, 97, 116, 151, 152
 — полиметаллов 77, 135, 150, 151, 172
 — радиоактивных элементов 51, 87, 97, 115
 — редкоземельные 56, 68, 89, 115
 — редкометалльные 56, 61, 68, 115
 — ртути 56, 61, 65, 76, 96, 159, 161
 — серебра 61, 77, 81
 — серы 81
 — стронция 56, 89, 115
 — сурьмы 66, 76, 160
 — фтора 56, 89, 97, 169
- Металлогенические провинции 97, 110
 Металлогенические эпохи
 Металлогенический анализ 115, 116, 120, 215, 216, 226
 Металлогения зон активизации 88, 96
- Металлогения океанов 75, 88, 97, 107—116, 118
 Металлогения подвижных зон 47, 88
 Металлогения стабильных зон 88, 115, 116
 Металлоносные осадки 107—109, 110—115
 Метаморфизм 109, 115
 Методы исследования вулканитов —
 — геологические 5, 6, 9, 10
 — геофизические 190, 191
 — геохимические 191
 — дистанционные 188—190
 — петрографические 182
 — морфоструктурные 6—9
 Механизм извержений 48
 Минеральные ассоциации 131
 Морфотектоника 192
- Некк (жерловина)** 7, 60, 85, 92, 94, 186
 Новая глобальная тектоника 3, 51, 104, 107, 116, 117
- Обрушение сводовое** 225
 Объемное геологическое картирование 192
 Океаническая земная кора 83, 98—100
 Орогены 38, 42, 66, 74, 99
 Островные системы 66, 68, 74, 81, 82, 99, 100, 201
 Очаги вулканические — 11, 24, 33, 38, 43, 46
 — внутрикоровые 13, 16, 33, 38, 66, 99, 121
 — мантийные 16, 33, 38, 46, 62
 — периферические 10, 11, 15, 47, 48, 62, 73, 106
 — промежуточные 66
 Офиолитовые формации 67
- Палеовулканизм** 26, 115, 204, 205
 Палеовулканы 27, 193, 198
 Палеовулканическое картирование 181, 184, 187, 193, 196, 205—207, 222, 223
 Палеовулканическое картирование дна океанов 219, 220—224
 Палеорекострукции 25, 27, 28, 30, 184, 185, 191, 193, 225
 Платформы континентальные 53, 85, 115
 Платформы океанические 53
 Плато-базальты 85
 Поисковые исследования 210, 212
 Прогибы 56, 60, 121
 Прогнозные исследования 181, 210, 218, 219
- Разломы, разрывы** — 11, 39
 — кольцевые 11, 55, 58—60, 205
 — линейные 55
 — радиальные 59, 60, 205
 — рудоконтролирующие 55—58, 137, 199, 201, 216, 217

— рудоконцентрирующие 55, 58, 199, 203, 205
— трансформные 107
Районирование металлогеническое 54, 55, 58, 211
Районирование структурное 204, 223
Регрессии 226
Риолитовые формации 79
Ритмичность рудообразования 55
Рифтовые долины 75, 224
Рифтовые пояса, зоны 55, 56, 85, 99
Рифтовые системы 17, 49, 56, 60, 75, 92
Рифтогенез 89, 92, 99, 100, 225
Рифты вулканотектонические 14, 56, 106
Рифты срединно-океанические 33, 51, 56, 67, 75, 99, 101, 104
Рифты телескопированные 17, 104, 105, 230
Рудные пояса 54
Рудно-вулканические системы 47, 51, 57, 69, 87, 118—125
Рудоотложение 38, 39, 53, 58, 74, 110, 111, 115
Рудоперенос 45, 47, 49, 50, 52, 53, 59, 65, 74, 115, 116
Рудные районы, узлы 58, 61, 71, 78, 217
Рудные комплексы 133
Рудные формации 39, 43, 44, 119
Рудоконтролирующие факторы 39, 47, 53, 57—59, 64, 92, 119, 129, 217
Рудоносность вулканогенно-обломочных пород 39, 58
Рудоносность вулканогенных комплексов 39, 58, 61, 63, 115, 120
Рудоносность жерловых пород 50, 58
Рудоносность субвулканических пород 42, 51, 58
Рудоносность эффузивных пород 52, 57—59, 119

Сводовые поднятия 78, 99
Сейсмичность вулканических поясов 98
Силы 22, 46, 49, 60, 63, 91, 93, 137
Спрединг 100, 101, 106, 107, 116, 225
Срединно-океанические хребты 99—101, 105, 111, 112, 115, 118
Срединные массивы 84, 86, 87, 96, 97
Стадийность вулканизма 99, 203, 223
Стадийность рудообразования 63, 64, 65, 70, 128, 160, 175
Стратовулканы 5, 8
Структурные типы месторождений 185
Структурный контроль рудоотложения 63, 84, 119, 120
Структуры вулканов 9, 28, 62, 119
Структуры дна океанов 97—99, 100, 104, 115, 116, 223
Структуры рудных площадей 57, 60, 71
— вулканокупольные 59, 60
— кольцевые 57
— очаговые 60

— рудовмещающие 59, 60
— рудоконтролирующие 58, 59
— рудоподводящие 56, 57, 59, 61
— рудораспределяющие 59, 61
— центрального типа 57
Субвулканические комплексы (интрузивно-эффузивные) 12, 22, 23, 63
Сульфидное рудообразование 68, 108—110, 117

Телескопирование вулканических структур 11, 15, 28
Телескопированные кальдеры 15, 27
Телескопированный рифтогенез 17, 103, 104—106, 222, 225, 230
Температуры рудообразования 46, 157, 164, 174
Тепломассоперенос — 46, 47, 56, 89, 100
— конвекционный 46
Типы извержений 34, 45, 46, 48, 49
Типы оруденения — 75, 77
— вкрапленное 129
— жильное 126, 127, 129, 132
— пластовое 164—168, 170, 173
Трангрессии 75, 112
Трапповые (долеритовые) формации 85, 86, 89, 91, 94, 121, 134
Трахитобазальты 33
Трубки взрыва 10, 46, 80, 86, 90, 91, 94

Фациальные условия вулканизма 184, 193, 223
Фациальные условия рудоотложения 58, 70, 71, 163
Фациальный анализ 25, 32, 35, 71, 105, 106, 184, 193, 210, 211, 223
Формации вулканические 30, 33, 35, 52, 54, 198
Формации рудные 30, 31, 33, 122—125
Формационный анализ 29, 30, 35, 210, 211
Формация черных сланцев 210, 219
Формы рудных тел 160—163

Цикличность вулканизма 187, 203
Цикличность рудообразования 65, 164
Циклы тектоно-магматические 223
Штоко 60, 129, 152, 185

Щитовые вулканы 5, 6, 49

Эволюция вулканических процессов 65, 74, 203, 204
Эволюция вулканических структур 187, 199, 203, 204
Эволюция рудообразования 74
Экструзивные брекции 27
Экструзивные купола 5, 8
Эрозивные срезы вулканов 193—196, 199
Этапы рудообразования 65
Эффузивные комплексы 19, 20, 187

СОДЕРЖАНИЕ

	С.
Предисловие	3
Вулканы и вулканические структуры центрального типа	5
Строение вулканических аппаратов	5
Кольцевые вулканические и вулcano-тектонические образования	10
Породы вулканических построек	18
Породы фундамента вулканических сооружений и проблема вулcano-плутонических ассоциаций	22
Основные принципы палеовулканических реконструкций	25
Рудовмещающие и рудоносные вулканогенные формации	29
Основные принципы формационного анализа	29
Формации вулканогенных и вулканогенно-осадочных типов	33
Вулcano-плутонические ассоциации	37
Метавулканические формации (продукты регионального метаморфизма)	39
Вулканогенно-метасоматические формации (продукты локального метаморфизма)	41
Рудные вулканические формации	43
Динамика процессов вулканизма и связанного с ним рудообразования	45
Особенности динамики вулканических процессов континентального и океанического типов	45
Особенности рудопереноса при разных типах извержений и гидротермальной деятельности	49
Рудоносность вулканических областей	53
Региональные условия вулканогенного рудообразования	53
Локальные условия вулканогенного рудообразования	60
Рудоносность вулканических структур	61
Геосинклинально-орогенные области	66
Основные черты вулканизма геосинклинально-орогенных областей	66
Эвгеосинклинальные структурно-формационные зоны	67
Эвгеоантиклинальные структурно-формационные зоны	69
Условия и формы проявления кислого вулканизма	71
О рудоносности областей проявления геосинклинально-орогенного вулканизма	74
Континентальные платформы	85
Основные черты вулканизма континентальных платформ и срединных массивов	85
О рудоносности вулканических областей континентальных платформ	86
Вулканогенное оруденение на примере Сибирской платформы	91
Вулканогенное оруденение срединных массивов	96
Вулканизм и оруденение океанических платформ	97
Структура и вулканизм акваторий	97
Подводный вулканизм и рудообразование	107
Рудно-вулканические системы и положение в них месторождений	118
Месторождения абиссального уровня	121
Месторождения гипабиссального уровня	126

Месторождения субвулканического уровня	135
Месторождения вулканического уровня	157
Вулканогенно-осадочные месторождения	165
Вопросы картирования вулканогенных пород и прогноз связанных с ними месторождений	180
Основные методы и объекты картирования	180
Прогнозные и поисковые исследования в областях проявления вулканизма	210
Палеовулканическое картирование дна океана	219
Заключение	226
Список литературы	231
Предметный указатель	233

*Сергей Шаваршевич Саркисян, Александр Евгеньевич Святловский,
Светлана Павловна Брызгалова*

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ВУЛКАНОГЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

Редактор издательства Л. С. Цаплина
Переплет художника Ю. Г. Ворончихина
Художественный редактор Е. Л. Юрковская
Технический редактор Т. А. Герчикова
Корректор К. С. Торопцева
ИБ 4635

Сдано в набор 21.07.83. Подписано в печать 30.12.83. Т-24524. Формат 60×90^{1/16}.
Бумага типографская № 2. Гарнитура «Литературная». Печать высокая.
Усл. печ. л. 15,0. Усл. кр.-отт. 15,0. Уч.-изд. л. 18,25. Тираж 1370 экз.
Заказ 461/8714—4. Цена 3 р. 20 к.

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

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.

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 рудноформационного 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.

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.

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»

Sp. 2016

4509

103

1000