

**РУДОНОСНОСТЬ
И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ
ФОРМАЦИИ СТРУКТУР
ЗЕМНОЙ КОРЫ**

MINISTRY OF GEOLOGY OF THE USSR
THE ALL-UNION ORDER OF LENIN SCIENTIFIC RESEARCH
INSTITUTE OF GEOLOGY

ORE CONTENT
AND GEOLOGICAL FORMATIONS
OF THE EARTH'S CRUST
STRUCTURES

Edited by D. V. RUNDQUIST

Leningrad
Nedra Publishers
Leningrad Department
1981

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ВСЕСОЮЗНЫЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

РУДОНОСНОСТЬ
И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ
ФОРМАЦИИ СТРУКТУР
ЗЕМНОЙ КОРЫ

Под редакцией Д. В. РУНДКВИСТА

Ленинград
«Недра»
Ленинградское отделение
1981

Рудоносность и геологические формации структур земной коры/К. А. Марков, В. А. Трофимов, Ю. Г. Старицкий и др.; Под ред. Д. В. Рундквиста.—Л.: Недра, 1981.—423 с. (М-во геологии СССР. Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-т).

В книге суммированы материалы по рудоносности и геологическим формациям структур земной коры — складчатых областей, платформенного чехла, щитов, областей орогенеза и активизации, рифтов и авлакогенов. Важное значение придается анализу возрастных, эволюционных и фациальных рядов геологических формаций различных структурно-формационных зон; при этом выделяются те особенности истории геологического развития, которые в конечном итоге определяют формирование промышленно ценного оруденения. Рассмотрена рудоносность геологических формаций — осадочных, магматических, метаморфических, гидротермально-метасоматических, кор выветривания.

Книга рассчитана на геологов-съемщиков, поисковиков, широкий круг специалистов, занимающихся проблемами металлогении, прогнозирования и поисков месторождений.

Табл. 21, ил. 55, список лит. 102 назв.

Авторы: К. А. Марков, В. А. Трофимов, Ю. Г. Старицкий, Т. В. Билибина, Л. В. Григорьева, К. Б. Ильин, С. Н. Калабашкин, А. М. Ларин, В. Н. Москалева, Б. М. Михайлов, И. А. Неженский, Н. В. Никитин, И. Г. Павлова, В. Е. Попов, Н. Н. Предтеченский, Д. В. Рундквист, Ф. В. Старицын, А. А. Удалова, Э. Н. Янов.

The book summarizes the data on the ore content and geological formations of the Earth's crust structures — folded areas, the platform cover, shields, areas of orogenesis and activation, rifts and aulacogens. Special attention is given to the analysis of the age rows, evolutionary and facies rows of geological formations of various structural-formational zones. The peculiarities of geological history which in the long run control the development of economically important mineralization are distinguished.

The ore content of sedimentary, magmatic, metamorphic, hydrothermal-metasomatic formations and formations of crusts of weathering are also considered.

The book is meant for geologists specializing in surveying and prospecting and for those dealing with the problems of metallogeny, prognosis and search for mineral deposits.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Систематизация и анализ материалов по геологическим формациям главнейших структур земной коры и их рудоносности — давно назревшая задача. Первое обобщение данных по интрузивным и эндогенным минеральным комплексам подвижных поясов и платформ было предпринято еще в ранних публикациях по общей металлогении Ю. А. Билибина. Последующее интенсивное развитие металлогенических исследований в СССР, создание серии металлогенических карт территории СССР и отдельных его регионов привело к накоплению новых данных и дальнейшей детализации разработанных С. С. Смирновым, Ю. А. Билибиным общих положений о взаимосвязи рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма.

Исследования больших коллективов геологов нашей страны, выполненные по главным типовым структурам — складчатым областям (В. И. Смирнов, В. Г. Грушевой, В. А. Кузнецов, Г. С. Лабазин, И. Г. Магакьян, Е. А. Радкевич, К. И. Сатпаев, А. И. Семенов, П. М. Татарин, Г. А. Твалчрелидзе, Е. Т. Шаталов и другие), щитам (Я. Н. Белевцев, Т. В. Билибина и другие), чехлу платформ (Ю. Г. Старицкий, Н. С. Малич и другие), областям тектоно-магматической активизации (Е. Д. Карпова, А. Д. Щерлов, П. М. Хренов и другие) — позволили обобщить данные по истории геологического развития этих структур на территории СССР, выделить этапы и стадии их развития, наметить общие закономерности формирования и размещения в их пределах как эндогенных, так и экзогенных рудных и неметаллических полезных ископаемых. Работы именно этого научного направления в первую очередь определили возможность обобщения, систематизации и анализа данных по рудоносности геологических формаций главных структур земной коры, которым посвящено настоящее издание.

Вторым, не менее важным аспектом развития геологических исследований, имеющим значение для рассматриваемых в настоящей публикации вопросов, является разработка теории формационного анализа, завершившаяся созданием карт магматических и вулканогенно-осадочных формаций территории СССР. Исходные положения формационного анализа, заложенные в трудах Н. С. Шатского, Н. М. Страхова, Н. П. Хераскова, Н. Б. Вассоевича, Ю. А. Кузнецова, В. И. Попова, А. Л. Яншина, Д. С. Харкевича

и других, в последние десятилетия получили дальнейшее развитие в работах В. И. Васильева, В. И. Драгунова, Ю. А. Косыгина, В. А. Соловьева, Ю. А. Воронина и других, показавших первостепенное значение при выделении геологических формаций структурно-вещественных характеристик. В исследованиях В. Л. Масайтиса, В. Н. Москалевой, М. И. Розилова, Н. А. Румянцевой, Д. С. Штейнберга и других (для магматических формаций), Э. Н. Янова, Н. Н. Предтеченского, В. М. Цейслера, Н. А. Штрейса и других (для осадочных формаций) проведен анализ возрастных и фациальных рядов геологических формаций главных типов структур земной коры.

Третьей важной составляющей, определившей возможность подготовки настоящего издания, явилась разработка вопросов систематики и классификации тектонических структур, выяснение режимов их развития, соподчиненности структур разных порядков, выявление особенностей глубинного строения блоков земной коры. Важное значение в этом отношении имело создание тектонической карты Евразии под редакцией В. А. Пейве, карты глубинных разломов территории СССР под редакцией А. В. Сидоренко, новой серии тектонических и формационных карт советского сектора Тихоокеанского подвижного пояса под редакцией Л. И. Красного, тектонической карты Урала под редакцией А. В. Пейве, С. Н. Иванова, А. С. Перфильева, В. М. Нечухина. Эти карты дали новый богатый материал для металлогенического анализа, познания связи рудоносности с типом структур, их глубинным строением и динамикой формирования.

Развитие минералогических исследований, формационного анализа, новых тектонических концепций определило необходимость обобщения материалов по геологическим формациям, их рудоносности и типам тектонических структур. Параллельно с подготовкой настоящего издания авторами были систематизированы данные по отдельным регионам и территории СССР и составлена карта структурно-металлогенических зон территории СССР масштаба 1:10 000 000, представляющая, по существу, металлогеническую карту нового типа.

Книга подготовлена коллективом специалистов, многие годы занимающихся проблемами региональной металлогении, формационного анализа, тектонического районирования территории СССР; она представляет собой продолжение предыдущих исследований коллектива ВСЕГЕИ, которые нашли отражение в следующих публикациях [Геологическое строение СССР, т. 1—5, 1968—1969, Проблемы..., 1973; Прогнозирование..., 1973, Критерии..., 1978, Принципы и методика металлогенического анализа платформ, 1980 г., и др.]. Проведению всех этих исследований по региональной металлогении, выполнявшихся в разные годы по тематике Министерства геологии СССР, оказывали содействие А. В. Сидоренко, Е. А. Козловский, Б. М. Зубарев, В. М. Волков, Н. П. Лавров, В. А. Перваго, А. И. Жамойда, В. А. Полужков, В. П. Федорчук и другие.

В процессе многолетних работ по изучению геологических формаций и рудоносности структур земной коры авторы имели возможность консультироваться по общим вопросам металлогении с В. И. Смирновым, В. И. Гарьковцом, В. А. Кузнецовым, В. И. Казанским, И. Г. Магакьяном, Е. А. Радкевич, В. С. Сурковым, П. М. Татариновым, Г. А. Твалчрелидзе, М. А. Фаворской, П. М. Хреновым, А. Д. Щегловым. Существенное значение имело обсуждение отдельных научных положений с товарищами по работе В. А. Амантовым, В. И. Бергером, В. К. Денисенко, В. И. Драгуновым, Э. И. Кутыревым, Н. С. Маличем, А. М. Маренчевым, Е. П. Миронюком, Н. П. Михайловым, П. С. Матросовым, В. К. Путинцевым, Ю. С. Семеновым, А. А. Смысловым, Ю. И. Сытиным, В. М. Терентьевым, М. Г. Хисамутдиновым, Ю. М. Шуваловым, К. Э. Якобсоном и другими.

Авторы считают своим долгом выразить искреннюю признательность всем перечисленным лицам, чьи замечания, советы и пожелания сделали работу более полной и целенаправленной.

Приводимые ниже обобщение и систематизацию данных по геологическим формациям структур земной коры и их рудоносности авторы рассматривают как следующий этап на пути дальнейших разработок основ научного прогноза и поисков месторождений полезных ископаемых, представляющих одно из важнейших направлений развития геологической науки.

Выпуск книги приурочен к 100-летию Геолкома — ВСЕГЕИ, в работах которого вопросы оценки перспектив регионов на комплекс полезных ископаемых всегда имели первостепенное значение.

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ
МИНЕРАЛОВ, ПОРОД И ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Авг — авгит	Ми — микролин
Адл — адуляр	Му — мусковит
Акт — актинолит	Олг — олигоклаз
Ал — алунит	Ор — ортоклаз
Аб — альбит	Пен — пеннин
Амф — амфибол	Пт — пирит
Анд — андалузит	Пи — пироксен
Анди — андезин	Пл — плагиоклаз
Андр — андрадит	Пр — пропилиты
Анк — анкерит	Пумп — пумплеит
Ан — анортит	Риб — рибекит
Арг — аргиллизиты	Ро — роговая обманка
Ба — барит	Сапф — сапфирин
Бер — березиты	Ср — сера
Би — биотит	Сер — серицит
Вол — воллостанит	Серп — серпентиниты
Вт. кв — вторичные кварциты	Сид — сидерит
Гем — гематит	Сил — силлиманит
Гс — гидрослюда	Скп — скаполит
Гип — гиперстен	Ск — скарны
Гл — глаукофан	С — соль каменная
Гпс — гипс, ангидрит	Ств — ставролит
Гр — гранат	Топ — топаз
γ — гранит	Тр — тремолит
Грф — графит	Ту — турмалин
Грз — грейзены	Т. хл — турмалин-хлоритовые метасоматиты
Грс — гроссуляр	Ук — уголь каменный
Гумб — гумбенты	Ур — уралититы
Ди — диопсид	Фелд — фельдшпатолиды
Дол — доломит	Фен — фениты
Жед — жедрит	Фг — флогопит
Идд — иддингсит	Фл — флюорит
Кпш — калиевый полевой шпат	Фо — форстерит
Кал — кальцит	Ф — фосфориты
Кар — карбонаты	Хл — хлорит
Карб — карбонатиты	Хт — хлоритоид
Кв — кварц	Чар — чарнокиты
Ки — кианит	Шп — шпинель
Ко — кордиерит	Эг — эгирин
Лавс — лавсонит	Эс — эйсниты
Лк — лейкоксен	Эп — эпидот
Мт — магнетит	

ВВЕДЕНИЕ

Региональные прогнозные и металлогенические исследования в СССР были начаты в 30-е годы — в период интенсивного проведения геологосъемочных, поисковых и разведочных работ как в уже известных, так и во вновь осваиваемых рудных провинциях страны: на Кольском полуострове, в Казахстане, Красноярском крае, на Северо-Востоке. Первые основополагающие работы по проблемам региональной металлогении принадлежали В. А. Обручеву, А. Е. Ферсману, Д. И. Щербакову, С. С. Смирнову.

Важное научное значение для развития металлогении имели публикации А. Н. Заварицкого «О картах прогноза» [1939 г.] и В. Н. Степанова «О геологических прогнозах» [1939 г.], в которых обсуждались принципы построения прогнозных карт. Исторический интерес представляют высказывания А. Н. Заварицкого о том, что «на карте прогноза должны изображаться факты, которые поддаются картографическому изображению», характеризующие как сами месторождения, так и геологическую обстановку их нахождения, а не «генетические гипотезы», которые «менялись, меняются и будут меняться». Далее он писал, что самая большая ошибка при построении карты будет в том случае, если на ней изображать «не то, что авторы их знают, а то, что им приходится в голову, но не подтверждено никакими доказательствами» [Заварицкий А. Н., 1939 г., с. 152, 155].

Важный рубеж в развитии металлогении был намечен работами Ю. А. Билибина (1945—1955 гг.). Именно в эти годы были заложены научные основы металлогении как самостоятельной отрасли учения о месторождениях полезных ископаемых. Следующий период (1955—1965 гг.) — это годы широкого развития металлогенических исследований в нашей стране. За короткий срок — в течение одного десятилетия — были проведены крупные обобщающие исследования по металлогении различных регионов Советского Союза (работы В. Т. Матвеевко, Е. Т. Шаталова и других по Северо-Востоку СССР; Е. А. Радкевич, М. И. Ициксона и других по Сихотэ-Алиню, Хингану, Приамурью; Г. Л. Падалки, А. Д. Щеглова и В. С. Кормилицына по Забайкалью; Ю. Г. Старицкого по Сибири; К. И. Сагпаева и А. И. Семенова по Казахстану; В. М. Сергиевского по Уралу, Е. Д. Карповой и Е. Н. Горещкой по Средней Азии; Т. В. Билибиной по Карело-Кольскому

региону; В. Г. Грушевого, И. Г. Магакьяна и Г. А. Твалчредидзе по Кавказу и т. д.).

В тот же период издается первая серия обзорных металлогенических карт СССР масштабов 1:2 500 000, 1:7 500 000, 1:10 000 000 под редакцией В. Г. Грушевого, К. Б. Ильина, Г. С. Лабазина, А. И. Семенова, В. Т. Матвеевко, Е. Т. Шаталова (1967—1971 гг.). В 60-е годы были значительно углублены общие принципы регионального металлогенического анализа, разработаны детальные схемы развития складчатых областей и платформ, областей тектоно-магматической активизации, произведена типизация регионов по особенностям их магматизма и металлогении.

Вместе с тем именно в этот период середины и конца 60-х годов в связи с накопленным огромным фактическим материалом по региональной геологии, тектонике, учению о формациях, геофизике, геохимии стала очевидной необходимость новых теоретических обобщений, расширения «базиса» металлогенических исследований, совершенствования методики анализа, учитывающей достижения сопредельных геологических наук, специализации металлогенических исследований.

Примерно с 70-х годов начинают активно развиваться несколько самостоятельных направлений в металлогении, главнейшие из которых были намечены в общем виде еще в 50-е годы Ю. А. Билибиным: это общая или теоретическая металлогения, специальная металлогения и региональная металлогения.

Для разработки вопросов *теоретической металлогении* большое значение имели работы В. И. Смирнова, а также проведенные под его руководством общесоюзные металлогенические совещания, посвященные актуальным проблемам тектоно-магматической активизации, геосинклинальной и орогенной металлогении и др. На ряде совещаний по металлогении докембрия, а также более частных конференций, симпозиумов, проведенных в Ленинграде, Москве, Новосибирске, Хабаровске, Алма-Ате, обсуждались проблемы формализации геологических понятий и математической обработки геологической информации для целей металлогении, активно дискутировались вопросы о соотношении генетического и парагенетического подходов к изучению геологических образований и др. Именно на этих конференциях в развитие идей В. И. Вернадского, Б. Л. Личкова, Н. С. Шатского были сформулированы представления об уровнях организации вещества, существенно повлиявшие на все дальнейшее развитие учения о формациях. Была рассмотрена возможность применения к анализу геологических явлений, в том числе к процессам минералообразования, принципа симметрии Кюри; обсуждены с новых позиций проблемы метасоматизма, региональной геохимии, эволюции минеральных образований во времени и др.

Резко возросшая в 70-е годы потребность в минеральном сырье определила развитие *специальной (отраслевой) металлогении*. Задачи ее были сформулированы Ю. А. Билибиным [1959, т. 2, с. 240] следующим образом: «...изучать металлогению в разрезе

определенных металлов, прослеживая распространение месторождений каждого данного металла в связи с различными родственными группами интрузивных пород..., устанавливая закономерности их распространения во времени и пространстве, а вместе с тем и поисковые признаки для каждого данного металла».

Мощный импульс развитию специальной металлогении дало постановление ЦК КПСС и Совета Министров СССР «О разработке долгосрочных перспективных и пятилетнего (на 1976—1980 гг.) планов развития народного хозяйства СССР», потребовавшее форсированной разработки карт прогноза важнейших типов металлических полезных ископаемых территории СССР. В итоге коллективом научно-исследовательских институтов Министерства геологии СССР была усовершенствована методика специального металлогенического анализа и разработаны прогнозно-металлогенические карты различных масштабов, позволяющие определять потенциальные ресурсы отдельных регионов и выделять перспективные для освоения новые рудные районы. Итоги работ по специальной металлогении освещены в публикациях [Основы..., 1971, Принципы прогноза и оценки месторождений полезных ископаемых, 1977 г., Критерии..., 1978, Количественное прогнозирование..., 1979], а также в ряде статей.

Настоящая книга дает представление о современном состоянии разработок в области *региональной металлогении*, задачи которой, по Ю. А. Билибину, состоят в прослеживании распространения различных типов оруденения в пределах определенных конкретно взятых тектонических структур и установлении их металлогенической специализации.

Необходимо подчеркнуть, что в течение достаточно длительной, полувековой, истории развития металлогении начиная с первых отмеченных выше публикаций 30-х годов ярко и полно проявилось несколько главных тенденций:

1) от разработки теоретических основ металлогении к региональной и специальной металлогении и на их основе к научно обоснованному прогнозированию развития минерально-сырьевой базы страны, оценке потенциальных ресурсов металлогенических провинций, зон, рудных районов и месторождений;

2) от региональных исследований, базировавшихся на учете взаимосвязи формирования полезных ископаемых преимущественно эндогенного происхождения с магматизмом, осадконакоплением и режимом тектонического развития, к региональному металлогеническому анализу применительно ко всем твердым полезным ископаемым — металлическим, неметаллическим, горючим, как эндогенным, так и экзогенным — с широким использованием результатов геофизических и геохимических исследований, палеорекоконструкций на периоды рудоотложения с восстановлением палеофациальных, палеоклиматических, палеогидрогеологических, палеогеодинамических условий;

3) от регионального анализа с составлением обзорных мелко-масштабных металлогенических карт ко все более детальным ис-

следованиям с разработкой средне-крупномасштабных карт промышленно важных рудных районов;

4) от историко-эволюционного анализа геологических данных к структурно-вещественному, со все большим использованием статистической обработки данных на базе ЭВМ;

5) от разработки вопросов «качественного» прогнозирования — научно обоснованного предсказания вероятных типов промышленно ценной минерализации и перспективных площадей — к количественной оценке прогнозных ресурсов в пределах выделяемых рудных районов, зон, блоков, провинций.

Наметив эти главнейшие тенденции развития металлогенических исследований в нашей стране, следует вместе с тем подчеркнуть, что разработанные в 30—40-е годы принципы регионального металлогенического анализа, методы построения металлогенических и прогнозных карт не теряют своего значения со временем, а лишь дополняются новыми подходами, более детальными исследованиями, расширяются по кругу задач, решаемых в процессе исследований.

В итоге всех этих разработок в настоящее время металлогенические исследования приобрели важнейшее значение, стали первым определяющим звеном в планировании геологического изучения страны: от постановки съемочно-поисковых работ масштаба 1 : 200 000—1 : 50 000 до детальных поисков.

Принимая во внимание обширную отечественную и зарубежную литературу по региональной металлогении, крупные недавно вышедшие из печати обобщения («Металлогения» [Магакян И. Г., 1974], «Региональная металлогения СССР» [Ильин К. Б., 1974], «Основы металлогенического анализа» [Щеглов А. Д., 1980], «Введение в металлогению—минерагению» [Бауман Л., Тишendorf Г., 1979] и др.), задачи настоящей работы рассматриваем как более узкие и конкретные, которые могут быть сформулированы следующим образом:

1. Уточнение принципов выделения основных металлогенических единиц различных рангов, в том числе структурно-металлогенических, металлогенических и рудных зон; установление соответствующих им («соизмеримых») структурно-вещественных, пространственных и временных подразделений — тектонических, формационных, стратиграфических, хронологических и др.

2. Разработка типизации структурно-металлогенических зон складчатых областей, чехла платформ, щитов, областей тектономагматической активизации на основании анализа возрастных рядов геологических формаций; выявление характерных для зон типов оруденения.

3. Описание главнейших типов структурно-металлогенических зон на примере различных регионов СССР, выявление характерных пространственных и временных соотношений зон друг с другом.

4. Анализ связей геологических и рудных формаций — осадочных, магматических, гидротермально-метасоматических, метамор-

фических, кор выветривания в пределах структурно-металлогенических зон.

5. Выявление характерных («типовых») обстановок развития оруденения одного и того же типа (одной рудной формации) в различных структурно-металлогенических зонах в зависимости от отношения первичных и вторичных (наложенных) геологических формаций и их пространственно-временных сочетаний.

Принятый в настоящей книге план изложения отражает последовательность решения задач при региональном прогнозировании, преследующих цели выявления наиболее благоприятных участков для поисков, определения типов месторождений, на которые должны быть ориентированы работы, и разработки рекомендаций по масштабам и видам геологоразведочных работ.

В соответствии с этим в первой части рассматриваются вопросы типизации структурно-формационных и структурно-металлогенических зон, решаемые на стадии мелко- и среднемасштабных металлогенических исследований. Во второй части работы детализируются закономерности размещения минерализации на основе анализа связей геологических и рудных формаций и выделения типовых обстановок проявления оруденения различных формаций. Эти вопросы являются главными на следующей стадии работ — средне- и крупномасштабных исследованиях при выделении перспективных площадей внутри структурно-металлогенических зон. Намеченная последовательность, естественно, дополняется и третьим звеном в системе прогнозирования — более детальным анализом рудоконтролирующих факторов и критериев прогнозирования отдельных типов оруденения, суммированных в ранее изданной работе [Критерии..., 1978]. Окончательный итог этих работ подводит оценка прогнозных ресурсов отдельных регионов, рудных районов и площадей.

Последовательность решаемых задач при прогнозно-металлогенических исследованиях может быть условно намечена следующим образом:

I. Выделение перспективных структурно-металлогенических зон, определение наиболее характерных для данных геологических обстановок типов оруденения — рудоносных геологических и рудных формаций. (Материалы, суммированные в первой части книги.)

II. Уточнение перспектив структурно-металлогенических зон, оконтуривание более локальных площадей — металлогенических и рудных зон, определение главных типов оруденения, на которые должны быть ориентированы более детальные работы на основе анализа связей геологических и рудных формаций. (Материалы, суммированные во второй части книги.)

III. Дальнейшая локализация перспективных площадей до выделения рудных зон и рудных полей на основе анализа рудоконтролирующих факторов и критериев прогнозирования отдельных формационных типов месторождений. (Материалы, суммирован-

ные в книге «Критерии прогнозной оценки территории на твердые полезные ископаемые» [1978]).

IV. Количественная оценка прогнозных ресурсов минерального сырья в пределах зон, районов, полей с выявленными признаками минерализации. (Методика подсчетов прогнозных ресурсов рассмотрена в книге «Количественное прогнозирование при региональных металлогенических исследованиях» [1979 г.]).

При подготовке настоящей работы авторы стремились по возможности избегать введения каких-либо новых терминов, используя укоренившиеся понятия в их прежнем смысловом содержании. В ряде случаев, которые особо оговариваются в тексте (например, активизация, рифтогенез и др.), даются необходимые уточнения, поясняющие представления того или иного автора. Особо следует остановиться на смысловом содержании некоторых определяющих терминов, проходящих красной нитью через всю книгу. Это в первую очередь касается термина металлогения и всех производных от него — металлогеническая и структурно-металлогеническая зоны, металлогеническая специализация, металлогеническая эпоха и др., а также таких терминов, как геологическая и рудная формация, формационный тип, рудоносная геологическая формация и некоторых более дробных подразделений (материнская, продуктивная, рудовмещающая формации и др.).

Применение термина «металлогения» вызвало определенные сложности, связанные с современной стадией развития этого научного направления. Необходимость использования в настоящее время при анализе геологической истории и условий формирования полезных ископаемых в пределах провинций, зон данных не только по металлическим, но и по нерудным, а также горючим полезным ископаемым приводит к неизбежному отнесению к металлогеническим зонам и тех площадей, в пределах которых распространены угли и горючие сланцы или неметаллические полезные ископаемые — фосфориты, асбест, слюды и др., для которых обычно ранее использовались термины «минерагения», «минерагеническая зона».

Какому из двух терминов, синонимов по этимологии — металлогения (от греческого *metallon* — шахта, руда) или минерагения (от позднелатинского *minega* — руда), отдать предпочтение как более общему? Это вопрос спорный, не имеющий однозначного решения. В отечественной литературе термин «минерагения» принят и стал традиционным для платформенных областей, минерализация которых в существенной части представлена неметаллическими полезными ископаемыми — графитом, фосфоритами, солями, флогопитом, алмазами и др. [Минерагения Сибирской платформы, 1970 г.]. Во всех же остальных случаях при отображении комплекса полезных ископаемых используется термин «металлогения». За рубежом как американской, так и французской научными школами практически используется только термин «металлогения», что видно и из последних [1976—1980 гг.] работ Ф. Гайлда,

П. Рутье, П. Лаффита, Д. Агара, А. Амберже, Я. Кутины, Р. Силитоу и других. С 1978 г. стал издаваться международный журнал «Global tectonics and metallogeny», создана Международная комиссия по металлогенической карте мира. С учетом всех этих обстоятельств, в настоящей работе, так же как и в подготавливаемом к изданию первом металлогеническом атласе СССР, используется слово «металлогения» в его международном значении, включающем анализ закономерностей размещения и условий формирования всего комплекса твердых полезных ископаемых.

Понятия геологическая и рудная формации, формационный тип, рудоносная и рудовмещающая формации и другие используются в настоящем издании в таком же значении и объеме, как в книге [Критерии..., 1978]. Геологическая формация рассматривается авторами как один из иерархических «уровней» природных геологических тел, выделяемых по такому же принципу, как минералы и породы, т. е. по составу и структуре. Структура в данном случае отражает характерные пространственно-временные соотношения слагающих формацию пород: их закономерное чередование в плане и разрезе, последовательность образования, отражающую особенности генезиса. Геологическая формация с этих позиций — это статистически устойчивое, часто повторяющееся в природе закономерное сообщество горных пород, связанных общей структурой: зональностью, ритмичностью. Рудная формация — это образование того же иерархического уровня, что и геологическая формация, но представляет собой закономерное сообщество не только пород, но и рудных парагенезисов, связанных общей структурой.

Геологическая и рудная формации, как и минералы и породы, — образования конвергентные (хотя степень их конвергентности значительно меньше, чем минералов, и меньше, чем горных пород). Сходные и даже однотипные формации, как показали многолетние исследования, возникают в различных геологических обстановках, в различных типах зон. Для отражения этого многообразия проявления геологических и рудных формаций используется термин формационный тип, отображающий особенности развития формаций в различных обстановках. Так, для одной и той же рудной формации, например для сульфидной медно-никелевой, или медно-молибденовой порфириковой, или колчеданно-полиметаллической и др., по особенностям связи с геологическими формациями, их сочетаниям, типам зон, в которых они встречаются, выделяется целый ряд формационных типов (см. [Критерии..., 1978]).

Число формационных типов значительно превышает число рудных формаций. Выделение формационных типов — одна из важнейших задач современного этапа развития металлогении, так как оно приводит в систему многочисленные данные по геологическим обстановкам проявления однотипных формаций в различных зонах.


Помимо геологических и рудных формаций, формационных типов при описании особенностей локализации оруденения и харак-

тера генетической связи оруденения с вмещающими породами используются также термины «рудоносная формация» и «рудовмещающая формация». Рудоносная формация представляет собой геологическую формацию, обладающую специфическим составом и строением, с которой в пространстве и во времени генетически или парагенетически связаны месторождения полезных ископаемых.

Рудовмещающая формация — это геологическая формация, являющаяся благоприятной средой для рудоотложения. 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, например обогащенные хромитом горизонты в телах дунит-перидотитовой формации, зоны флогопита в карбонатитах, бокситов среди латеритных кор выветривания, железистых кварцитов среди джаспероидов и т. д. В отличие от продуктивной рудоносная материнская формация рассматривается лишь как источник оруденения.

Систематика и номенклатура геологических формаций даны на основе разработок, проведенных в отделах литологии, петрологии и тектоники ВСЕГЕИ и нашедших отражение в трудах «Магматические формации СССР» [1979], «Карта осадочных и вулканических формаций СССР масштаба 1:2 500 000» [1980 г.] и в ряде других работ.

В названиях рудных формаций произведена следующая унификация. В общем случае название отражает важнейшее полезное ископаемое данной формации (для рудных — это рудные элементы, для нерудных — минералы или порода) и один из характерных ее признаков. В качестве такого характерного, «типоморфного» признака формации могут указываться: состав вмещающих пород (карбонатная, «черносланцевая» и т. д.), их структурные и текстурные особенности (порфировая, ракушняковая и т. п.), характерный минеральный парагенезис сопутствующих (грейзеновая, скарновая и др.) или собственно рудных образований. Например: медно-свинцово-цинковая колчеданная, медно-молибденовая порфировая, марганцевая браунит-гаусманит-родонитовая кремнистая, железорудная скарновая, золоторудная джаспероидная, фосфоритовая кремнистая, фосфоритовая терригенная и т. д. В тех случаях, когда сама ассоциация рудных элементов или минералов достаточно характерна и однозначно определяет формацию, дополнительный признак может и не указываться. Например: золото-серебряная, хром-платиновая, медно-титан-ванадиевая. В ряде случаев в силу традиций к названию элементов добавляется слово «рудная», например железорудная, золоторудная, а не железная или золотая. В целом при таком подходе за большинством формаций сохраняются укоренившиеся за ними названия.



ТИПЫ СТРУКТУРНО- ФОРМАЦИОННЫХ И СТРУКТУРНО- МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ЗОН

В развитии металлогенических исследований, направленных на решение прогнозных задач, в последнее десятилетие наметился ряд новых перспективных подходов и научных направлений. Наиболее важные результаты для прогнозирования оруденения в СССР дало дальнейшее развитие формационного анализа, в итоге которого удалось наметить закономерные связи между тектоническим режимом, составом и фаціальными особенностями пород и их рудоносностью. Все большее значение приобретает анализ космогеологических данных, глубинного строения земной коры, геохимической специализации территорий, а также применение методов палеорекострукций.

Космические и аэровысотные исследования определили новый этап в развитии морфоструктурного анализа с выделением структур центрального типа, рудоконтролирующих линеаментов и узлов «повышенной тектонической проницаемости» (работы В. В. Соловьева [1978]; М. А. Фаворской и др. [Анализ..., 1979], И. К. Волчанской [1981] и др.).

Изучение глубинного строения земной коры различного типа и структур их сочленения позволило установить зональное размещение оруденения по отношению к зонам Заварицкого—Беньоффа [Смирнов В. И., 1974 г.; Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралёв В. М., 1976; Ковалев А. А., 1978, и др.]. Исследованиями И. И. Абрамовича и И. Г. Клушина [1978] выявлены определенные зависимости между тепловой и плотностной неоднородностью мантии и петрохимической и металлогенической специализацией регионов, а также масштабам их рудоносности.

Широкое внедрение региональных геохимических методов (работы А. А. Смылова, В. А. Рудника, Ю. К. Буркова и др.) позволило выявить геохимическую специализацию блоков земной коры, структурно-формационных зон, рудоносных формаций [Принципы..., 1979, и др.].

Применение различных методов палеореконокструкций на период рудообразования с учетом палеорельефа, палеогеогеологических, палеоклиматических условий [Басков Е. А., 1976, и др.] позволило сформулировать дополнительные критерии оценки рудоносности территорий и перейти к новому этапу — моделированию рудообразующих систем с учетом взаимодействия экзогенных и эндогенных факторов.

Каждое из новых научных направлений имеет длительную историю развития, однако только в последние годы в силу совершенствования методов и обилия накопленной информации они стали с успехом применяться для прогнозирования месторождений полезных ископаемых.

В настоящей работе разрабатывается лишь одно из активно развивающихся в последние годы направлений металлогенического анализа — формационное, рассматривающее образование месторождений в тесной связи с историей геологического развития структур, запечатленной в рядах геологических формаций, в особенностях их строения (ритмичности, зональности и т. д.).

Глава 1

ПРИНЦИПЫ ВЫДЕЛЕНИЯ И ТИПИЗАЦИИ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫХ И СТРУКТУРНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ЗОН

Целью типизации рудоносных площадей является разработка такой системы выделения характерных и достаточно однородных по строению структур земной коры (в данном случае структурно-формационных и структурно-металлогенических зон), при которой по реально наблюдаемым структурно-вещественным признакам любая изучаемая площадь может быть отнесена к тому или иному типу зон и может быть определена ее возможная рудоносность. Задача разработки такой типизации, конечно, не нова; с этой целью проводились ранее многие металлогенические исследования.

Исходя из особенностей проявления магматизма, оруденения и времени (этапности) развития Ю. А. Билибин [1955] наметил 28 типов геологических обстановок: 6 для платформ, 3 для начальных, 7 для ранних, 5 для средних, 5 для поздних и 2 для конечных этапов развития складчатых поясов. Е. Т. Шаталов [1965] выделил 22 специфических по геологическим условиям проявления типа эндогенной минерализации: 5 для образований кристаллического фундамента, 3 для платформенного чехла, 14 для складчатых областей различного магматического профиля (4 для фемических, 6 для салических, 4 для фемическо-салических). В последующем А. И. Семеновым, Ю. Г. Старицким и Е. Т. Шаталовым [1967] было намечено и отображено на карте СССР 37 типов структурно-металлогенических зон, в том числе 26 для

складчатых областей и 11 для платформ. И. Г. Магакьян [1974] первоначально предложил деление на 9 групп, а позднее на 50 главнейших рудных формаций, условия проявления которых, по существу, могут рассматриваться как типовые геологические обстановки.

Подобные исследования ведутся и за рубежом. Ф. Гайлдом (США) для Северной и Южной Америки выделено 83 группы площадей (зон), различающихся по набору полезных ископаемых. На металлогенической карте Европы П. Лаффит выделил 8 типов зон.

В настоящей работе развивается традиционный для отечественной металлогении подход, основы которого заложены исследованиями Ю. А. Билибина и который получил дальнейшее развитие в работах его последователей: Т. В. Билибиной, В. Г. Грушевого, В. С. Домарева, М. И. Ициксона, Е. Д. Карповой, В. С. Кормилицына, Ю. Г. Старицкого, П. А. Строны, П. М. Татарина и других [Проблемы региональной металлогении, 1973]. Главным при этом является учет истории геологического развития, запечатленной в рядах геологических формаций. Именно этот подход, базирующийся на картировании реальных геологических тел, выделении геологических формаций, анализе их связей с рудными формациями, выявлении наиболее перспективных для данной территории металлогенических зон, позволяет, по нашему мнению, наиболее полно раскрыть взаимосвязь процессов рудообразования с историей геологического развития.

Приоритет структурно-вещественного подхода снимает многие остро дискуссионные вопросы генезиса зон, отнесения их к тем или иным этапам или стадиям формирования и в значительной мере служит тем фактическим базисом, на котором могут строиться в дальнейшем различные генетические концепции, развивающие идеи как классической геосинклинальной теории, так и тектоники плит.

ОСНОВНЫЕ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ЕДИНИЦЫ

Основными металлогеническими единицами, принятыми еще в работах Ю. А. Билибина [1955] и его последователей [Общие принципы..., 1957], традиционно являются металлогеническая, структурно-металлогеническая, а также структурно-формационная или структурно-фациальная зоны. Все эти понятия или термины имеют близкое значение. В Геологическом словаре [1973 г.] принята терминология, разработанная Е. Т. Шаталовым, где структурно-металлогенические и металлогенические зоны рассматриваются как синонимы. Е. Т. Шаталов впервые предложил систематику металлогенических единиц различных рангов (таксонов) и показал соизмеримость крупных тектонических и металлогенических единиц. Предложенная Е. Т. Шаталовым таксономия металлогенических и тектонических единиц является наиболее распространенной, но не общепринятой. Такие понятия, как

металлогеническая и рудная провинции, металлогеническая область и зона, трактовались С. С. Смирновым, Ю. А. Билибиным, В. И. Смирновым, А. И. Семеновым, Ю. Г. Старицким и другими несколько по-разному. Были предложены также дополнительные термины, которые, однако, не получили распространения. В коллективной работе [Критерии..., 1978], исходя из обобщения различных данных, намечена приведенная на схеме соподчиненность (и таксономия) металлогенических единиц.

Схема последовательной детализации рудоносных площадей



Работы последних лет по выделению типовых металлогенических зон показали, что необходимо некоторое уточнение этой таксономии, введение новых единиц, а также переосмысление их соотносимости с тектоническими. В качестве элементарной единицы предлагается выделить металлогеническую зону, оруденение которой связано с одной геологической (магматической, осадочной, метаморфической) формацией или с группой родственных геологических формаций, близких по составу и структуре. Соответственно структурно-формационной зоне, которая рассматривается как парагенез формаций, должно соответствовать свое металлогеническое подразделение, для которого могут быть предложены различные новые термины, чего авторы стремились избежать. Для его обозначения рационально использовать широко известный термин «структурно-металлогеническая зона», который хорошо отвечает своему тектоническому эквиваленту. При этом структурно-металлогенические зоны рекомендуется рассматривать в единых контурах со структурно-формационными.

В данном случае нарушается обычно принимаемая иерархия металлогенических структур, намеченная Е. Т. Шаталовым [1959 г.], согласно которой структурно-металлогеническая и металлогеническая зоны рассматриваются как синонимы. Однако

следует отметить, что первостепенное значение в данном случае имеют не вопросы терминологии, а сущность дела: необходимость соблюдения одного из важнейших принципов металлогенического анализа — принципа соизмеримости структурных подразделений с металлогеническими.

В настоящей работе принимается нижеследующий таксономический ряд металлогенических и соответствующих им тектонических единиц.

Металлогенические единицы	Тектонические единицы
1. Планетарный металлогенический пояс	Планетарный тектонический пояс
2. Металлогенический пояс, провинция	Складчатый пояс, провинция
3. Металлогеническая система, область	Складчатая система, область
4. Структурно-металлогеническая зона (блок)*	Структурно-формационная зона (блок)*
5. Металлогеническая зона	Формационная зона
6. Рудная зона (район)	
7. Рудное поле (месторождение)	

* Главные объекты исследования настоящей работы.

Намеченная таксономия металлогенических единиц от планетарного пояса до месторождения, как видим, произведена на различном основании. Единицы первого, второго и третьего порядков (рангов), по существу, соответствуют крупнейшим тектоническим подразделениям земной коры, выделенным по структурным признакам. Структурно-металлогенические и металлогенические зоны (единицы четвертого и пятого порядков) подразделены на основе формационного анализа магматических, осадочных и метаморфических образований. Единицы шестого и седьмого порядков (рудная зона и рудное поле) для своего выделения требуют более детальных разработок уже на уровне пород и минералов, и в частности изучения минеральных парагенезисов, метасоматических преобразований пород, этапности и стадийности формирования месторождений и др.

Важно подчеркнуть и вторую особенность намеченной таксономии. От металлогенических единиц первого порядка к металлогеническим единицам седьмого порядка (т. е. от более общих к более частным) осуществляется переход от структур, объединяющих сложные комплексы месторождений полезных ископаемых, к структурам простого строения. Первые включают комплекс экзогенных и эндогенных месторождений, связанных с процессами как магматизма, так и осадконакопления и метаморфизма, и охватывают металлические, нематаллические и горючие полезные ископаемые. Вторые четко профилированы по одному, редко двум-трем ведущим минеральным видам одного генетического типа. В этом отношении предложенная терминология представляется вполне

оправданной. Металлогенические пояса, системы, структурно-металлогенические зоны включают обширный комплекс полезных ископаемых. Рудные зоны характеризуются вполне конкретными видами месторождений минерального сырья (оловорудная зона, золоторудная зона и т. д.).

При решении задач специальной (отраслевой) металлогении, ограничивающей круг вопросов одним видом минерального сырья, намеченная таксономия зон может быть более простой: рудный пояс → рудная область (система) → рудная зона → рудное поле → → месторождение. В частности, при отраслевом подходе рудная и металлогеническая зоны, по существу, совпадают, хотя по контурам рудная зона всегда более локальная. Металлогенические единицы первого — третьего порядков при этом подходе могут быть использованы с добавлением слова «рудный» и ведущего полезного ископаемого, например оловоносный рудный пояс, золоторудная рудная область, железорудная структурно-металлогеническая зона и т. д. Это, естественно, не означает, что соответствующий вид полезного ископаемого в пределах пояса или области является единственным. В данном случае подчеркивается лишь вид полезного ископаемого, определяющего металлогеническую специализацию структуры.

Каждое металлогеническое подразделение (пояс, область, структурно-металлогеническая зона и т. д.) должно пониматься как объемная структура, как блоки земной коры определенной протяженности на глубину. При этом, чем крупнее структура, тем, очевидно, ее развитие связано с более глубинными преобразованиями земной коры.

В качестве условной единицы отсчета может быть принята металлогеническая зона. Ее вертикальный диапазон проявления соответствует распространению рудоносной геологической формации в разрезе или в другой терминологии — свите (иногда несколько аналогичным по составу свитам), подъярису. Структурно-формационная зона, сложенная стратифицированными комплексами, объединяющими геологические формации одной тектонической стадии, отвечает структурному ярусу [Геологический словарь, 1973 г., т. 2, с. 284] или распространению рудоносного интрузивного магматического комплекса на глубину (рис. 1). Металлогеническая область соответствует структурному этажу, а металлогенический пояс — нескольким структурным этажам, слагающим земную кору. Наконец, планетарный пояс в этом случае по вертикали отвечает блоку литосферы (табл. 1).

При установлении структурно-вещественных «эквивалентов» металлогенических единиц различных рангов (поясов, областей, зон) логично воспользоваться иерархией, разработанной В. И. Вернадским [1954 г.], Н. С. Шатским [1965 г.], В. И. Драгуновым, А. И. Айнемером, В. И. Васильевым [1974] и другими. При этом структурно-металлогеническую зону (а вместе с тем и структурно-формационную) можно рассматривать как проявление комплекса формаций. В этом случае металлогеническая зона

ТАБЛИЦА 1
МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ, ПРОСТРАНСТВЕННЫЕ, ВРЕМЕННЫЕ И СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ И ИХ СОИЗМЕРИМОСТЬ

Металлогенические	Пространственные (тектонические, структурные)		Временные	Структурно-вещественные
	В плане	В разрезе		
Планетарный металлогенический пояс	Планетарный тектонический пояс	Литосфера, астеносфера	Общее направленное развитие земной коры	«Оболочки» литосферы
Металлогенический пояс, провинция	Складчатый (подвижный) пояс, провинция	Земная кора	Мегацикл	«Слон» земной коры
Металлогеническая система, область	Складчатая система, область	Структурный этаж	Тектоно-магматический цикл, этап (сотни миллионов лет)	«Сочетание» (парагенезы) формационных комплексов
Структурно-металлогеническая зона	Структурно-формационная зона	Структурный ярус для стратифицированных, до глубины распространения рудоносного комплекса для секущих (см. рис. 1)	Стадия тектоно-магматического цикла (многие десятки миллионов лет)	Формационный комплекс (парагенез формаций)
Металлогеническая зона	Формационная зона	Структурный подъярус, свита, до глубины распространения рудоносных формаций, рудо-контролирующих разломов	Подстадия, фаза (первые десятки миллионов лет)	Геологическая формация
Рудная зона Рудное поле, месторождение	Зона развития рудоносных пород и руд	До глубины распространения рудоносных пород и руд	Ритмы для согласных, периоды трещинообразования для секущих	Минеральные парагенезы — породы, руды

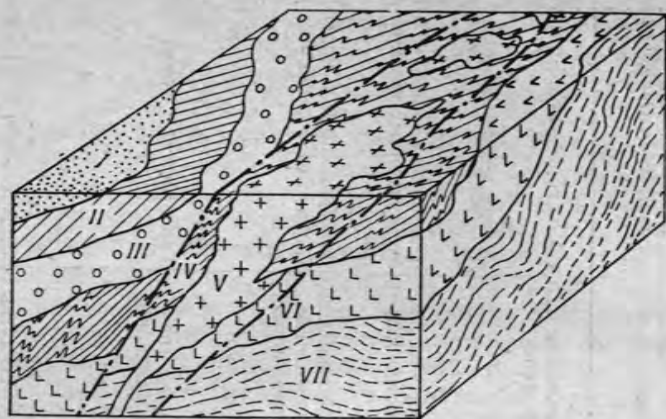


Рис. 1. Соотношение различных типов структурно-формационных и структурно-металлогенических зон в плане и в разрезе. I—IV, VI и VII — зоны стратифицированных комплексов; V — зона секущих комплексов.

будет отвечать развитию одной или группе родственных геологических формаций и связанных с ними месторождений.

Каждая из выделенных структурно-формационных зон и соответствующая ей структурно-формационная зона живут длительно, если рассматривать их историю от момента зарождения включая развитие и преобразование (метаморфизм, выветривание и т. д.). Однако существенным для них является время зарождения и время проявления основной фазы формирования. Именно в этот период определяются главные черты строения, состава и металлогении. Период активного развития структурно-формационной и соответственно структурно-металлогенической зоны отвечает стадии тектоно-магматического цикла складчатой области или седиментационного цикла платформы. В типичном случае для фанерозоя время активного развития структурно-формационной зоны отвечает (с известными вариациями) нескольким геологическим периодам или эпохам (Тагило-Магнитогорский раннегеосинклинальный прогиб O—D, Тувинская раннеактивизационная впадина D₁—D₂е и т. д.). Для структурных и металлогенических единиц более высоких и более низких порядков могут быть намечены свои отрезки времени активного развития. Для металлогенической области они отвечают в складчатых областях тектоно-магматическому, а на платформах седиментационному циклам, для металлогенических поясов — мегациклам, для металлогенических зон — фазам развития структурно-формационных зон, а для рудных зон — этапам минералообразования. В силу ускоряющегося развития земной коры эти отрезки времени заметно сокращаются от архея к кайнозою. В соответствии с геохронологическими датировками продолжительность тектоно-магматических

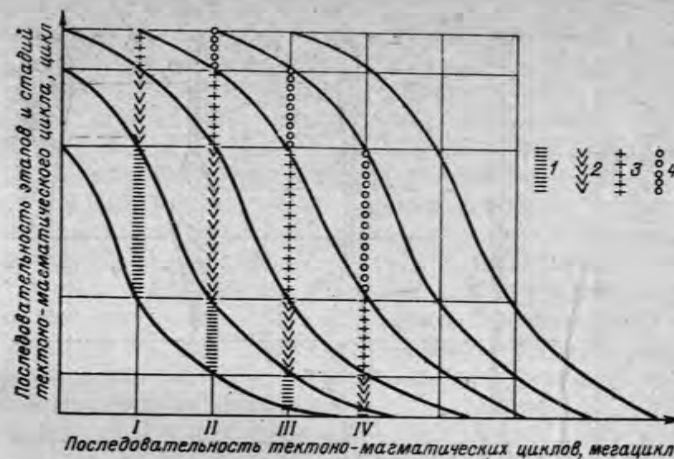


Рис. 2. Типичное соотношение интенсивности и полноты проявления этапов и стадий развития в ходе последовательно проявляющихся тектоно-магматических циклов (I—IV) подвижного пояса.

Стадия: 1 — раннегеосинклинальная, 2 — позднегеосинклинальная, 3 — раннеорогенная, 4 — позднеорогенная.

циклов соответствует в протерозое примерно 600—400, в палеозое 300—150, в мезозое 100 и в кайнозое около 30 млн. лет.

Из структурно-вещественного подхода к выделению зон по рядам геологических формаций вытекает одно важное металлогеническое следствие, касающееся понимания времени развития зоны, а именно, что устанавливаемые на основании рядов геологических формаций стадии и этапы развития относятся не в целом к подвижным поясам, складчатым областям, а к конкретным структурно-формационным зонам. В пределах же более крупных тектонических единиц сопредельные зоны могут оказываться на разных этапах развития: одни, например, в прогибах — на геосинклинальном этапе, другие, на сопредельных поднятиях — на орогенном или активизационном. Вместе с тем для металлогенического анализа, и в частности для познания причин различной рудоносности, важным является не только стадия развития данной анализируемой структурно-формационной зоны, но и принадлежность ее к тому или иному тектоно-магматическому циклу развития всего пояса или провинции, формирование которых закономерно лишь при рассмотрении в масштабе тектоно-магматического мегацикла.

На рис. 2 схематично изображена общая последовательность развития складчатых систем и зон в пределах подвижного пояса, формирующегося в масштабе мегацикла. Отдельные структуры (системы, зоны) вовлекаются в активные тектонические движения не одновременно; как следствие этого, структуры ранней консолидации позднее неоднократно вовлекаются в повторные тектонические движения. В одних случаях это приводит к повторным

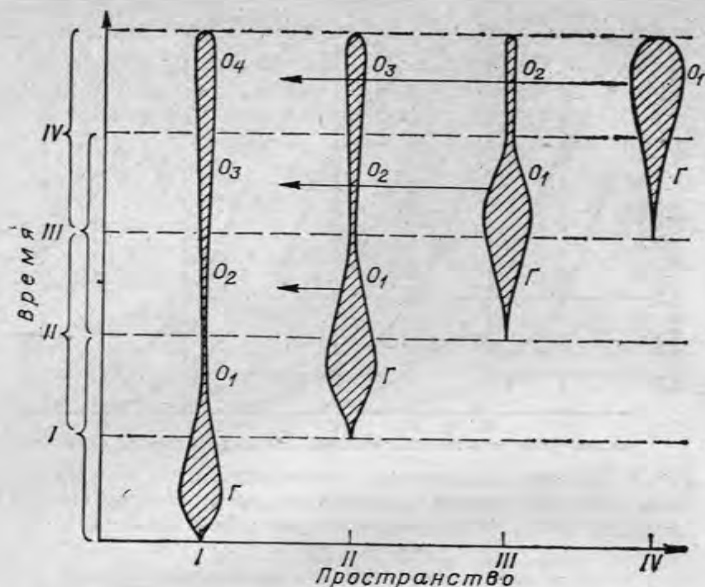


Рис. 3. Схематическое изображение повторного орогенеза (активизации) блоков более ранней консолидации в подвижных поясах, формирующихся в масштабе мегацикла.

I—IV — по горизонтальной оси — блоки (системы зон) тектоно-магматических циклов, по вертикальной оси — последовательно проявляющиеся тектоно-магматические циклы. Г — геосинклинальный этап, O_1 — орогенный этап, O_2 — O_4 — орогенез, повторно возобновляемый при движении в сопредельных блоках (активизация). Ширина заштрихованных участков соответствует интенсивности проявления.

этапам орогенеза, обычно относимым к активизации [Щеглов А. Д. 1968 г.], в других — к заложению новых генераций прогибов (вторичные геосинклинали, по Е. Д. Карповой [1960 г.], Г. А. Твалчрелидзе [1960 г.]).

Такой подход позволяет совместить «историзм» развития структур, по Ю. А. Билибину, с реально существующими латеральными различиями одновременно формирующихся сопредельных структур. При рассмотрении истории развития зон в различных масштабах времени на основе изучения формационных рядов в значительной мере теряется и острота дискуссии о разделении этапов и соответственно структур орогенеза и активизации. Большая часть обычно выделяемых структур активизации может быть рассмотрена при этом как неизбежное следствие проявления повторного орогенеза в зонах ранней консолидации подвижного пояса при продолжающемся его развитии в целом (рис. 3). Иными словами, активизация при таком подходе, как ранее уже указывалось [Проблемы..., 1971], является орогенным мегаэтапом тектоно-магматического цикла.

Вместе с тем все сказанное выше позволяет поставить вопрос о необходимости более четкого разграничения среди структур

активизации таких, которые могут рассматриваться как закономерные проявления повторного орогенеза, от тех, которые приводят к коренной перестройке структурного плана континентальных блоков и к зарождению новых генераций рифтов. Не углубляясь далее в эти сложности и во многом остающиеся дискуссионными проблемы развития подвижных поясов, подчеркнем, что во временном аспекте одним из важных новых разрабатываемых положений является применение «модели» этапности и стадийности развития Ю. А. Билибина и его последователей к явлениям трех различных масштабов: отдельной структурно-формационной зоне, системе зон или области (одного тектоно-магматического цикла) и, наконец, всей складчатой провинции или подвижному поясу, формирующимся на протяжении мегацикла (трех-четырех тектоно-магматических циклов).

Точно так же анализ временной последовательности развития структурно-формационных и структурно-металлогенических зон в еще большем масштабе времени — общей направленной истории развития земной коры — указывает на необходимость выделения особого периода между орогенным и платформенным, в течение которого в пределах областей завершённой складчатости формируются многочисленные рифтогенные структуры и авлакоены. В заключение подчеркнем основной вывод: для главнейших металлогенических подразделений — поясов, провинций, систем, зон и т. д. — могут быть намечены свои характерные «соизмеримые» им структурно-вещественные, пространственные (тектонические) и временные подразделения.

Учет соизмеримости металлогенических, тектонических, структурно-вещественных, возрастных подразделений — одно из необходимых условий при постановке и решении металлогенических задач на современном этапе, одно из практических требований, определяющих возможность использования разнообразной геологической, геофизической, геохимической информации для целей металлогении.

УТОЧНЕНИЕ ПОНЯТИЙ «СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННАЯ ЗОНА» И «СТРУКТУРНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА»

В основу принятого определения структурно-формационной и структурно-металлогенической зон положен рассмотренный выше принцип «соизмеримости» пространственных, временных и структурно-вещественных характеристик. Структурно-формационная зона — это зона распространения закономерного ряда геологических формаций (структурно-вещественного комплекса), возникшего на определенной стадии развития земной коры. Структурно-металлогеническая зона — это зона распространения оруденения, связанного с рудоносным комплексом определенной стадии развития земной коры. При принятом определении структурно-формационная и структурно-металлогеническая зоны в общем случае имеют одинаковые ограничения как по площади, так и в объеме.

Однако поскольку не каждая структурно-формационная зона содержит практически ценные полезные ископаемые, постольку и не каждая структурно-формационная зона может быть отнесена к структурно-металлогенической.

В отличие от ранее принятого подхода, при котором структурно-формационная и структурно-металлогеническая зоны хотя и выделялись по главной характерной стадии развития (например, ранней или поздней геосинклинальной, орогенной и т. д.), но реально объединяли все образования данной зоны вне зависимости от природы и времени их развития, принятое определение структурно-формационной и структурно-металлогенической зон «расчленяет» единый блок пород на его «составляющие», резко различие по условиям развития, периоду формирования, генезису и закономерностям размещения.

В итоге в пределах единой тектонической структуры, например геосинклинального поднятия или срединного массива складчатой области, при принятом определении в качестве «составляющих» могут выделяться зоны первичных стратифицированных вулканогенно-осадочных образований предшествующих этапов и стадий развития, а также зоны более поздних, секущих их, плутоногенных и вулканогенно-плутоногенных образований, развившихся вдоль зон разломов при орогенезе и активизации. В ряде случаев дополнительно могут выделяться также зоны метаморфогенных образований и зоны проявления кор выветривания в связи с древними или современными процессами эрозии.

Реально, однако, такое сложное совмещение и «прорастание» разновременных и различных по природе зон встречается далеко не повсеместно. Наиболее характерно оно для активизационных областей, испытавших неоднократный орогенез, перестройку структурного плана, метаморфизм и эрозию.

Для собственно геосинклинальных и орогенных областей характерно сочетание («прорастание») комплексов согласных стратифицированных (вулканогенно-осадочных), секущих (плутоногенных, вулканогенно-плутоногенных), метаморфогенных и кор выветривания. В платформенном чехле случаи «прорастания» согласных и секущих зон проявляются относительно редко, зато более типично совмещение первичностратифицированных зон седиментогенных комплексов и зон кор выветривания, приуроченных к древним поверхностям пенепленизации.

Принцип выделения зон однозначно определяет и проведение их границ. В этом отношении важно подчеркнуть, что если раньше зона понималась как блок земной коры, на поверхности ограниченный теми или иными формациями, разломами и далее неопределенно распространяющийся на глубину, то в настоящей работе зона — понятие объемное и ограниченное на глубину областью проявления геологических и рудных формаций и комплексов. Соответственно структурно-металлогенические зоны на картах получают при этом не обобщенное контурное изображение (как обычно показывалось на металлогенических картах ранее),

а ограничиваются сложными извилистыми линиями, соответствующими границам ярусов, свит. При этом в пределах единого тектонического блока в зависимости от рельефа и структуры могут обнажаться структурно-формационные и структурно-металлогенические зоны с разным типом рудоносности, залегающие на различных уровнях глубинности.

Разделение единых тектонических структур, обычно выделяемых при металлогенических исследованиях (геоантиклинальных поднятий, срединных массивов, структур активизационной рамы мно-, микто- и эвгеосинклинальных прогибов, вулканоплутоногенных орогенных поясов, антеклиз, синеклиз, перикратонов), на их «элементарные» составляющие (первичностратифицированные комплексы, секущие плутоногенные, преобразованные метаморфогенные и наложенные коры выветривания) соответствует современным требованиям детализации площадей для целей прогнозно-металлогенических оценок. Оно представляется также рациональным, поскольку для каждого типа зон, характеризующегося различными по природе геологическими и рудными формациями, выделяются и свои рудоконтролирующие факторы и критерии: для одних в первую очередь палеотектонические и фациальные, для других структурные и формационные, для третьих p - T -условия, для четвертых палеоклиматические и т. д.

Предложенное разделение комплексов и формаций на зоны различного типа (стратифицированные, секущие и т. д.) вместе с тем позволяет и более полно отразить историю геологического развития структур: их зарождение — образование первичностратифицированных осадочных и вулканогенно-осадочных комплексов — и последующее развитие — метаморфизм, внедрение интрузий, формирование кор выветривания. Следует отметить, что в ряде случаев согласные стратифицированные вулканогенно-осадочные комплексы и секущие плутоногенные оказываются тесно генетически связанными и развиваются практически одновременно. Однако изучение закономерностей их размещения свидетельствует о том, что разделение их на два типа зон — согласных и секущих — представляется оправданным и в этом случае, поскольку плутоногенные образования по условиям глубинности становления, как правило, оказываются среди чуждых им подстилающих образований, более глубокозалегающих и более древних по возрасту. В пределах единого же гипсометрического уровня вулканы приурочиваются к прогибам, а интрузии — к бортовым частям поднятий, зонам резко редуцированного развития покровов, контролируются разрывными структурами разных порядков. Таково, например, размещение пикрит-базальтовых вулканогенных рифтовых зон и тесно связанных с ними, но развивающихся по самостоятельному структурному плану расслоенных никеленосных плутонов дунит-клинопироксенит-габбровой формации.

Естественно, что есть и другие промежуточные случаи, когда целесообразно выделить вулканогенно-плутоногенных секущих комплексов или некоторых интрузивных образований, представленных

гипабиссальными и субвулканическими интрузиями, не выходящими за пределы стратифицированного комплекса внутри согласных зон. Так, например, небольшие интрузии печенгского типа габбро-верлитовой формации и связанное с ними медно-никелевое оруденение, рассматривается как естественная составная часть единых стратифицированных вулканогенно-осадочных протерозойских комплексов.

Определенная условность существует и при выделении метаморфических зон. С учетом развиваемого в работе структурно-вещественного подхода к собственно метаморфическим зонам относятся те, в которых главные особенности состава, строения и рудоносности определены процессами метаморфизма. Это зоны, сложенные комплексами гранулитовой фации метаморфизма, а также различными диафторитами по ним, для которых восстановление первичной природы — осадочной, вулканогенной, плутоногенной, кор выветривания — практически невозможно. Как правило, это архейские «ядра» щитов. Более молодые протерозойские образования в большинстве случаев поддаются реконструкции. Соответственно среди них могут быть выделены аналоги как стратифицированных, так и секущих зон фанерозойских областей. Специфические особенности рудоносности этих зон при проявлении их в докембрии рассмотрены в гл. 6.

Таким образом, принятые в настоящей работе принципы выделения, а соответственно содержание и объем понятий «структурно-формационная» и «структурно-металлогеническая» зоны несколько отличаются от широко известных по более ранним публикациям [Семенов А. И., 1969 г.; Шаталов Е. Т., 1965 г., Геологический словарь, 1973 г.].

Кажущаяся с первого взгляда сложность и порой искусственность разделения зон на согласные и секущие и принятое в работе ограничение зон по глубинам распространения рудоносных комплексов, как представляется, с «лихвой» окупаются на данном этапе практическими следствиями. При этом:

- 1) обеспечивается выделение зон, различных по рудоконтролирующим факторам и критериям прогнозирования;
- 2) представляется возможным по-новому, со значительно большей детальностью, чем ранее, отражать на картах структурно-металлогенические и металлогенические зоны и перспективные площади при органической увязке их с рудоносными комплексами и формациями;
- 3) получают различное изображение на картах и четко разделяются «по спектру» времени различные генетические группы образований — седиментогенные, вулканогенные, метаморфогенные, кор выветривания;
- 4) более полное отражение получает «историзм» развития — зарождение первичных седиментогенных и вулканогенных структур и их последующие преобразования;
- 5) предложенные принципы выделения зон позволяют построить более детальную по степени оценки рудоносности типизацию площадей за счет отражения простых «элементарных» составляющих (отдельных типов зон) и их сочетаний; разнообразие последних, как показывает опыт составления карты структурно-металлогенических зон территории СССР, может быть столь велико, что при выделении их в качестве самостоятельных типов зон возникло бы неоправданно большое их число, затрудняющее их типизацию и анализ естественных природных связей процессов породо- и рудообразования.

ПРИНЦИПЫ ТИПИЗАЦИИ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫХ И СТРУКТУРНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ЗОН

На основании сформулированных принципов для территории СССР было намечено свыше 80 типов зон, различающихся по рядам геологических формаций и рудоносности. Для описания зон, а также для рассмотрения их связей друг с другом необходимо проведение типизации — группировки намеченных зон по различным признакам, а именно: а) близость рядов формаций по структурно-вещественным их характеристикам, б) условия геологического развития, отражающие основные черты генезиса, в) время образования и развития геологических структур, т. е. этапы и стадии. Следует подчеркнуть принципиальное отличие принятой типизации зон от иерархических или классификационных схем с выделением металлогенических поясов, провинций, областей систем, зон и т. д., обычно используемых при металлогеническом районировании.

Такая особенность разработанной типизации с группировкой зон по трем различным «основаниям» — составу, генезису и времени развития — определяется задачей настоящей работы: дать в «едином ключе» краткое описание выделяемых типов зон и отразить с возможной полнотой их пространственно-временные и структурно-вещественные связи. Принятая общая схема типизации зон требует трехмерного изображения и в упрощенном виде показана на рис. 4.

По вещественному составу и структуре среди стратифицированных комплексов различаются структурно-формационные зоны, сложенные или осадочными формациями, или преимущественно вулканическими, или осадочными с редуцированным развитием вулканитов. В свою очередь структурно-формационные зоны с преобладанием вулканических формаций можно подразделить для целей оценки их рудоносности в зависимости от преобладающего состава пород на мафические, мафическо-салические, салические. Металлогенический профиль вулканогенно-осадочных структурно-формационных зон во многом зависит от преобладающего состава осадочных пород, слагающих формации. Соответственно типовые зоны этой группы подразделяются на кремнисто-сланцевые, сланцевые и кремнисто-сланцево-карбонатные. Среди структурно-формационных зон, сложенных осадочными образованиями, различаются по характеру рудоносности зоны существенно

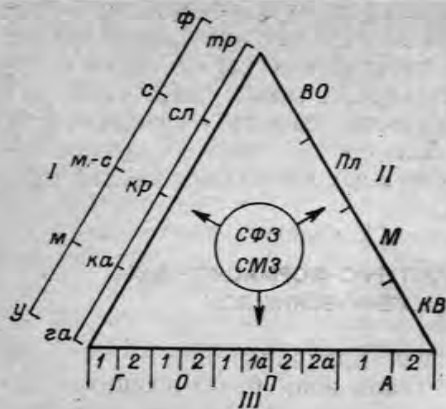


Рис. 4. Принципиальная схема типизации структурно-формационных (СФЗ) и структурно-металлогенических (СМЗ) зон по структурно-вещественным (I), генетическим (по условиям образования) (II) и временным (по этапности — стадийности) (III) признакам.

Зоны: у — ультрамафические, м — мафические, м-с — мафическо-салические, с — салические, ф — фойдитовые, га — галогенные, ка — карбонатные, кр — кремнистые, сл — сланцевые, тр — терригенные, во — вулканогенно-осадочные (согласные), пл — плутоногенные (секущие), М — метаморфогенные, кв — кор выветривания, Г — геосинклинальные, О — орогенные, П — платформенные, А — активизационные; стадии: 1 — ранняя, 1а — средняя, 2 — поздняя, 2а — конечная.

ультрамафические, мафические, мафическо-салические, салические и фойдитовые.

Среди структурно-формационных зон метаморфического типа выделяются зоны гранулитовой и амфиболитовой фации и диафторитов по гранулитам с последующим подразделением по составу.

По условиям залегания, а вместе с тем и по генезису, как уже отмечалось выше, четко выделяются следующие типы структурно-формационных и структурно-металлогенических зон: 1) согласных стратифицированных осадочных и вулканогенно-осадочных комплексов; 2) секущих плутоногенных и вулканогенно-плутоногенных комплексов; 3) метаморфических комплексов (формаций); 4) кор выветривания. Эти резко различные группы геологических образований, накладываясь друг на друга и «прорастая» одна другую, отражают эволюцию блоков земной коры от первичного формирования осадочных и вулканогенно-осадочных толщ до их последующего преобразования в результате наложенных процессов интрузивного магматизма, метаморфизма и выветривания, чем в конечном счете и определяется металлогенная отдельных блоков земной коры.

терригенно-карбонатные, терригенные, сульфатно-карбонатные и галогенные.

Масштаб и характер минерализации структурно-формационных зон зависят не только от вещественного состава, но и от их строения. Так, например, рудоносность структурно-металлогенических зон существенно мафического состава различается в зависимости от того, полно или слабо дифференцированы вулканыты, преобладают ли в составе осадочных формаций сероцветные или красноцветные осадки. В ряде случаев однотипные по формационному составу зоны различаются по металлоносности в зависимости от состава фундамента: салического или мафического.

Структурно-формационные зоны секущих (плутоногенных) комплексов по вещественному составу и соответственно по минералогическому профилю подразделяются на

Поскольку намеченные группы структурно-металлогенических зон коррелируются с основными генетическими типами пород и руд — осадочными и вулканогенно-осадочными, магматическими и гидротермальными, метаморфическими и кор выветривания, — то для каждой из групп оказываются характерными и свои особенности залегания, морфологии, строения. Для зон первой группы характерны пластообразные рудные тела, залегающие согласно с вмещающими толщами, стратиформные месторождения как син-, так и эпигенетические по отношению к непосредственно локализирующим оруденение породам. Подчиненное значение имеют секущие тела, представляющие собой подводящие каналы (минерализованные трещины) «осадочно-вулканогенных» месторождений. В результате последующих тектонических движений первичные пластовые залежи могут приобрести сложную форму, образовывать складки, флексуры в ряде случаев со вторичным обогащением в замках складок.

Для зон второй группы типична более разнообразная морфология рудных тел, как отчетливо секущих вмещающие толщи (жильные, трубообразные, штокверковые и др.), так и пластовых, возникающих при избирательном замещении определенных горизонтов пород вдоль систем трещин или при развитии оруденения вдоль пологих контактов интрузии. Для зон третьей группы характерны рудные тела, залегающие, как правило, согласно с вмещающими породами, отличающиеся сложной дислоцированностью и высокой степенью метаморфизма. К ним принадлежат месторождения железистых кварцитов, кианит-андалузитовых сланцев, графита и др. Для зон кор выветривания также обычны рудные тела пластообразной формы, образующие покровы на первичных породах. Однако по мере углубления от денудационной поверхности они могут переходить в секущие жильные и прожилковые тела, фиксирующие интенсивное преобразование вдоль путей циркуляции вадозных вод по зонам дробления и трещиноватости.

Таким образом, каждая из выделенных групп структурно-формационных и структурно-металлогенических зон отличается не только по условиям залегания и генезису, но и по морфологии рудных тел и закономерностям их размещения.

По времени образования зон в истории геологического формирования земной коры, а вместе с тем и по особенностям тектонического режима развития могут быть намечены многочисленные типы зон. Именно здесь, на этом уровне типизации мы, с одной стороны, переходим к широко распространенным традиционным металлогеническим понятиям и терминам (зоны эв- и миогеосинклинальные, орогенные, активизационные и т. д.), а с другой — встречаемся с наибольшими трудностями, связанными с неоднозначностью определения ведущего тектонического режима развития анализируемого блока зоны, этапа или стадии формирования.

В качестве примера приведем Аджаро-Триалетскую зону Кавказа со скарновыми железорудными, медными порфировыми месторождениями, которая одними исследователями относится по типу развития к рифтогенной, другими к орогенной, третьими к позднегеосинклинальной, четвертыми к вторичногеосинклинальной. Не менее дискуссионен вопрос об отнесении к тому или иному типу Рудно-Алтайской зоны (орогенная, вторичногеосинклинальная?), Магнитогорской и др.

Отмеченная неоднозначность в диагностике ведущего тектонического режима типа развития зон, отнесение их к той или иной стадии или этапу формирования подвижных поясов, платформ, областей тектоно-магматической активизации в значительной мере является следствием неопределенности и дискуссионности многих исходных понятий и соотношений: орогенеза и активизации, рифтогенеза с геосинклинальным развитием, с одной стороны, и с активизацией — с другой, и т. д. Принятое выше возрастное деление зон по этапам и стадиям их развития с учетом мегаэтапов формирования складчатой области в целом (см. рис. 2 и 3), а также характеристики зон по рядам формаций в значительной мере снимают эти противоречия и позволяют в ряде случаев свети дискуссию к чисто терминологической.

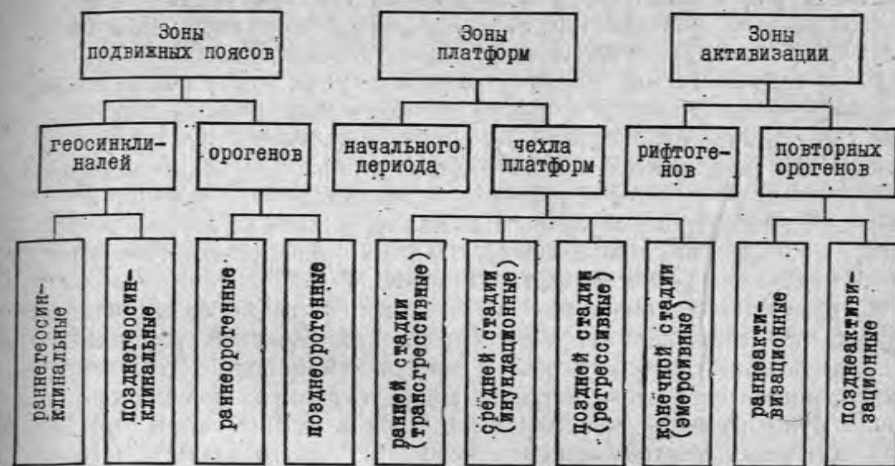
В целом в работе принимается представленная на схеме группировка зон с учетом тектоно-магматических и седиментогенных (на платформах) циклов, этапов и стадий развития.



В большей части намеченная типизация соответствует общепринятым представлениям и схемам развития земной коры: геосинклиналь → орогены → молодые платформы → области активизации. При этом предпринимается попытка четко подразделить два периода (мегаэтапа) в развитии платформенного чехла и два принципиально различных по направленности развития периода и форм проявления активизации: собственно активизация (повторный орогенез) и рифтогенез.

Общая последовательность развития крупных блоков земной коры может быть представлена следующим рядом:

Схема классификации зон по тектоническому режиму развития и времени формирования



Для подвижных поясов рассматриваемая в работе схема типизации, как видим, практически ничем не отличается от общепринятой. Намечено четырехстадийное деление, причем для каждой стадии характерны свои особенности формационных рядов (см. гл. 2 и 3). Зоны каждой из этих стадий по рядам формаций могут быть определенным образом интерпретированы и с позиции тектоники плит.

На основании работ А. А. Ковалева [1976 г.], В. А. Унксова [1977 г.], С. С. Шульца [1976] и других раннегеосинклинальная стадия развития подвижных поясов может быть сопоставлена с «океанической» или ранней рифтогенной стадией, по терминологии сторонников тектоники плит. Позднегеосинклинальная стадия практически всеми исследователями идентифицируется с начальным периодом, в ходе которого в современных тектонически активных областях развиваются островные дуги, окраинные моря, желоба вдоль зон Беньюфа—Заварицкого.

С учетом того, что термин «геосинклиналь» потерял в настоящее время свою однозначность и рядом исследователей вообще отвергается в его старом понятии, ниже при определении названия типов зон в общем случае указывается более нейтральный термин — зона «геосинклинального типа». Это означает, что в данном случае характеризуемая зона по рядам геологических формаций относится к собственно геосинклинальной в старом классическом понимании этого термина.

В развитии платформ могут быть условно намечены два крупных периода — начальный и собственно платформенный. Для первого, который наступает вслед за окончательной консолидацией фундамента, характерно возникновение систем узких прогибов —

желобов, авлакогенов, где формируются существенно осадочные, часто вулканогенно-осадочные, слабо дислоцированные толщи больших мощностей. Образование этих структур происходит на консолидированной сиалической коре, что в известной мере сближает их с так называемыми вторичными геосинклиналями.

Второй, собственно платформенный период, отличается развитием широких синеклиз и формированием платформенного чехла на огромных пространствах. Дальнейшее деление структурно-формационных зон платформенного чехла производится по детально разработанной схеме стадийности седиментогенных циклов [Бубнов С. Н., 1960 г.] с выделением комплексов ранних (трансгрессивных), средних (инундационных), поздних (регрессивных) и конечных (эмерсивных) стадий [Старицкий Ю. Г., 1973].

Структуры активизации, как и сами термины активизация, автономная активизация, понимаются, как известно, различными исследователями неодинаково. В настоящей работе к структурам активизации относится широкий класс структур, развивающихся после относительной консолидации блоков земной коры при новых активных тектонических движениях: воздыманиях, опусканиях блоков, раздвигах, сопровождаемых возобновлением магматизма и рудообразования. Среди структур активизации, рассматриваемых с таких позиций, резко выделяются две группы: орогенеза (собственно активизации, автономной активизации) и рифтогенеза.

Структуры орогенеза, развивающиеся при процессах активизации (в традиционном смысле этого слова), по составу и строению близки и часто даже тождественны структурам постгеосинклинального орогенеза подвижных областей. Анализ геологического строения и металлогении областей орогенной активизации и зон постгеосинклинального орогенеза показал, что геологические и рудные формации этих областей весьма близки между собой по составу и образуют сходные латерально-временные ряды, что и позволяет отнести их к структурам одного класса со сходными закономерностями размещения месторождений полезных ископаемых [Карпова Е. Д., 1968 г.]. Для ранних стадий характерно развитие эндогенного и экзогенного оруденения в связи с осадочными, вулканогенными и интрузивными формациями, для поздних — только экзогенного в ассоциации с осадочными толщами и корами выветривания. Соответственно в тексте ниже описание зон орогенного этапа развития подвижных поясов и орогенной активизации объединено.

Принципиально другую группу структур активизации образуют зоны рифтогенов, возникновение которых происходит в пределах консолидированных областей на эпиорогенной или эпиплатформенной стадиях их развития в связи с глубинными расколами в условиях растяжения. Эта группа структур характеризуется специфической металлогенией, обусловленной широким развитием в их пределах молассоидных и магматических формаций мафического, щелочноультрамафического, щелочномафического и щелочноса-

лического состава, что резко отличает их от типичных областей активизации с гранитоидным магматизмом.

Типовые структурно-металлогенические зоны, выделенные на основе анализа территории СССР, сведены в табл. 3—5, 7, 9—12. Для каждой типовой зоны даны главнейшие и второстепенные геологические и рудные формации и обозначена связь между ними, которая и определяет их металлогенический профиль. Для каждой зоны указана принадлежность к тектоническому режиму, в условиях которого она формировалась, и стадия развития.

Следует подчеркнуть, что каждая из выделенных типовых зон является результатом анализа и обобщения большого фактического материала по всему Советскому Союзу. Реальные структурно-металлогенические зоны могут отличаться от идеальных типовых их моделей, так как отдельные, слагающие их геологические и рудные формации могут иметь гипертрофированное или редуцированное развитие.

Глава 2

СТРУКТУРНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ЗОНЫ ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ

Собственно геосинклинальные зоны составляют только лишь около $\frac{1}{10}$ площади континентальных блоков земной коры, тем не менее они наиболее разнообразны по составу геологических формаций и комплексам полезных ископаемых. В пределах современных континентальных блоков зоны, относимые к геосинклинальным, как правило, сложены интенсивно дислоцированными и метаморфизованными толщами большой мощности. Вопрос о происхождении этих зон наиболее остро дискутируется. С одной стороны, несомненно, что геологические формации этих структур возникли в пределах прогибов и связаны с колебательными движениями земной коры, запечатленными в многократной и многопорядковой ритмичности строения геологических толщ, свит и т. д. Вместе с тем интенсивные дислокации толщ, вплоть до образования сложных изоклинальных и опрокинутых складчатых структур, метаморфизм пород могут свидетельствовать о значительной роли горизонтальных перемещений блоков земной коры в процессе образования этих зон. Соответственно, предполагая ведущую роль либо вертикальных, либо горизонтальных движений, можно по-разному оценивать степень «сокращения» площадей этих зон в процессе складчатости, по-разному судить об их глубинном строении и авто- или аллохтонном залегании толщ. С учетом вещественного состава и строения отдельных структурно-формационных зон складчатых областей они в известной мере могут быть увязаны с современными структурами океанов и континентов с позиций сторонников тектоники плит (табл. 2).

**СОПОСТАВЛЕНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК КОНСОЛИДИРОВАННЫХ
И СОВРЕМЕННЫХ ПОДВИЖНЫХ ЗОН**

Палеотектонические обстановки консолидированных подвижных зон	Тектонические обстановки современных подвижных зон
Орогенный и активизационный этап (молассы, вулканогенные пояса и впадины) с разделением на ранне- и позднеорогенные (активизационные)	Орогенная стадия (внутренних впадин, краевых прогибов, вулканогенных поясов)
Позднегеосинклинальная стадия	Переходная стадия (островных дуг, окраинных морей, желобов, активных окраин континентов)
Раннегеосинклинальная стадия	Океаническая стадия или стадия раннего рифтогенеза. Меланократовое основание океанической коры

Принципы, положенные в основу выделения и типизации зон позволяют избежать ряд остродискуссионных вопросов и сосредоточить внимание на систематизации фактических данных по геологическим и рудным формациям главнейших структур. Материал, суммированный ниже в табл. 3 и в тексте, основан на анализе металлогении СССР.

ЗОНЫ СОГЛАСНЫХ СТРАТИФИЦИРОВАННЫХ КОМПЛЕКСОВ

К этой обширной группе относятся структурно-металлогенические зоны эв-, микто- и миогеосинклинальных прогибов с преимущественным развитием доскладчатого оруденения стратиформного типа, ассоциирующего со слонстыми осадочными и вулканогенными комплексами, а также с комагматичными эффузивам субвулканическими телами.

По структурно-морфологическим особенностям и характеру связи с геологическими формациями оруденение подразделяется на стратифицированное и стратиформное [Критерии..., 1978]. Месторождения первой группы представляют собой литологические или петрографические разновидности пород, один или несколько порообразующих минералов которых являются полезным компонентом или же несут примесь полезного компонента. Для месторождения этого типа характерен четкий литолого-стратиграфический контроль оруденения и отсутствие вторичных околорудноизмененных пород. Для большинства стратифицированных месторождений предполагается сингенетическое осадочное или эксгаляционно-осадочное происхождение. К этой группе можно отнести некоторые медно-свинцово-цинковые концентрации в так называемых черных сланцах, месторождения бокситов, фосфоритов, кремнисто-марганцевых или кремнисто-железистых руд.

Оруденение стратиформного типа также характеризуется достаточно четким литолого-стратиграфическим контролем, однако рудные тела нередко несут в себе отчетливые признаки эпигенетического происхождения. В пределах отдельных месторождений наряду с согласными и субсогласными встречаются и отчетливо секущие рудные тела, однако обычно не выходящие за пределы тех или иных литологических горизонтов. Около рудных тел месторождений рассматриваемого типа развиваются гидротермально измененные околорудные породы.

Стратиформные месторождения, ассоциирующие с вулканитами, обычно относят к вулканогенно-осадочному или приповерхностному гидротермальному типу. Некоторые, главным образом полиметаллические, месторождения в осадочных толщах рассматриваются или как первичноосадочные преобразованные, или телетермальные (так называемые месторождения спорного генезиса). К стратиформным месторождениям обычно относят колчеданное оруденение в вулканитах, сидеритовые, магнезитовые концентрации в карбонатных породах, свинцово-цинковое или медно-свинцово-цинковое оруденение в карбонатных или терригенных толщах и др.

Таким образом, структурно-металлогенические зоны со стратиформным оруденением могут рассматриваться как области развития рудовмещающих осадочных и вулканогенно-осадочных толщ определенного формационного состава, которые занимают закономерное положение как в латеральных, так и во временных формационных рядах геосинклинальных прогибов.

Зоны раннегеосинклинальной стадии

*Зоны с преимущественным развитием
вулканических формаций (эвгеосинклинальные)*

Рудоносность структурно-металлогенических зон раннегеосинклинальной стадии определяется тем, что в их составе резко преобладают в той или иной мере дифференцированные вулканиты натриевого ряда при относительно подчиненном развитии отдаленно-вулканогенных ассоциаций — кремнисто-терригенных и кремнисто-карбонатно-терригенных.

По условиям заложения среди эвгеосинклинальных структур выделяются первичные и вторичные прогибы [Твалчрелидзе Г. А., 1960 г.]. Предполагается, что первые закладываются на океанической коре, а вторые — в пределах консолидированных сиалических блоков предшествующего тектоно-магматического цикла, часто близко синхронного с его орогенным этапом.

Первичные эвгеосинклинальные прогибы слагают так называемые внутренние зоны подвижных поясов, в краевых частях которых синхронно развиваются миогеосинклинальные области, отделенные от эвгеосинклиналей системой поднятий. Нередко они также граничат со срединными массивами, которые рассматриваются как «обломки» древних платформ или «микроконтинентов». Границами данных зон являются системы продольных глубинных разломов,

ТИПОВЫЕ СТРУКТУРНО-МЕТАЛЛОГЕ

Типы структурно-металлогенических зон	Геологические формации	
	главные	второстепенные
	<p>Тип мафический слабо дифференцированный (медь, цинк, железо, марганец, фосфориты)</p> <p>Тип мафический дифференцированный (медь, цинк, железо, свинец)</p>	<p>1. Кремнисто-карбонатная 2. Кремнисто-сланцевая 3. Яшмовая 4. Аспидная 5. Кремнисто-карбонатно-глинисто-песчаная 8. Натриевых базальтов 9. Натриевых базальтов и липаритов</p> <p>1. Известняковая 2. Известняково-доломитовая 3. Кремнисто-карбонатная 4. Граувакковая 5. Полимиктовая глинисто-песчаная 12. Базальт-андезит-липаритовая 13. Натриевых базальтов 14. Натриевых базальтов и липаритов 15. Андезит-базальтовая</p>

Согласных стратифицированных комплексов

Раннегесинклинальной стадии

С преимущественным развитием вулканических формаций

НИЧЕСКИЕ ЗОНЫ ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ

Рудные формации		Примеры зон	Примечания
главные	второстепенные		
Серноколчеданная и медно-цинковая колчеданная (8, 9, 2), фосфоритовая кремнисто-карбонатная (1, 5), железорудная кремнисто-гематитовая (2, 3), марганцевая браунит-гаусманит-родонитовая кремнистая (2, 3)	Фосфоритовая кремнистая (2, 3, 7), медно-цинковая «черносланцевая» (4), марганцевая манганокальцитовая карбонатная (1), барит-свинцово-цинковая карбонатная (1), золоторудная джаспероидная (1), киноварная карбонатная (1), киноварно-флюорит-антимонитовая джаспероидная (1, 5), молибден-ванадиеносных сланцев (7)	Зоны Киргизской системы (Тянь-Шань), Джалаир-Найманская (Казахстан), Северо-Саянская (Западный Саян), Хатырская (Корякия)	
Серноколчеданная и медно-цинковая колчеданная (12—15, 8), железистых кварцитов * (8, 11)	Марганцевая браунит-гаусманит-родонитовая кремнистая (7, 8), медно-молибденовая порфиновая ** (12—14), марганцевая манганокальцитовая карбонатная (2, 3), барит-свинцово-цинковая карбонатная (1—3), железорудная кремнисто-гематитовая (7, 8), золоторудная джаспероидная (9, 3), фосфоритовая кремнистая (3, 7, 8), бокситовая карбонатная (1, 2, 6), медно-цинковая «черносланцевая» (9), тальковая апокарбонатная (2), хризотил-асбестовая апокарбонатная (2)	Тагил-Магнитогорская (Урал), Передового хребта (Кавказ), Чингиз-Тарбагатайская (Казахстан), Тануольская (Тува), Муйская (Северо-Западное Прибайкалье), Криворожская (Украина)	* Характерна для дофанерозоя. ** При условии воздействия более поздних интрузий мафическо-салического семейства

Типы структурно-металлогенических зон	Геологические формации	
	главные	второстепенные
Раннегеосинклинальной стадии С преимущественным развитием вулканических формаций	Тип щелочномафический (марганец, медь, железо)	<ol style="list-style-type: none"> 1. Кремнисто-сланцевая 2. Граувакковая 3. Туфопесчано-конгломератовая 4. Калиевых базальтов и трахитов 5. Трахибазальтовая 6. Андезит-базальтовая 7. Натриевых базальтов
	Тип мафическо-салический (свинец, цинк, медь, железо)	<ol style="list-style-type: none"> 1. Известняково-глинистая сероцветная 2. Туфопесчано-конгломератовая 3. Карбонатно-глинисто-песчаная 4. Известняковая 5. Кремнисто-сланцевая 6. Аспидная 7. Натриевых липаритов 8. Андезит-базальтовая 9. Базальт-трахиандезит-трахилипаритовая * 10. Натриевых базальтов 11. Базальт-трахилипаритовая
	Тип кремнисто-сланцевый (марганец, железо, фосфориты)	<ol style="list-style-type: none"> 1. Кремнисто-сланцевая 2. Кремнисто-железистая (джеспилитовая) 3. Яшмовая 4. Полимиктовая глинисто-песчаная 5. Аспидная 6. Углеродисто-кремнистая 7. Натриевых базальтов 8. Трахибазальтовая

Рудные формации		Примеры зон	Примечания
главные	второстепенные		
Марганцевая браунит-гаусманит-родонитовая кремнистая (1), железорудная скарноватая * (4)	Меднорудная ортоклазовая (4), железорудная кремнисто-гематитовая (1), серноколчеданная и медно-цинковая колчеданная (7, 1)	Восточно-Камчатская и Олюторская (Корякия), Кушвинская (Урал), Аджаро-Триалетская (Кавказ)	* При условии совмещения с зонами интрузивных комплексов мафическо-салического семейства
Медно-свинцово-цинковая колчеданная (7, 10, 1, 5), железорудная скарноватая и гидросиликатная * (9, 11)	Золото-баритовая (7), серноколчеданная и медно-цинковая колчеданная (10) железорудная кремнисто-гематитовая (5), марганцевая браунит-гаусманит-родонитовая кремнистая (5), медно-молибденовая порфиновая ** (8)	Рудно-Алтайская, Сомхето-Карабахская (Кавказ), Магнитогорская (Урал)	* Является ведущей формацией для магнитогорского подтипа ** При условии воздействия более поздних интрузий мафическо-салического семейства
Марганцевая браунит-гаусманит-родонитовая кремнистая (1, 3), железорудная кремнисто-гематитовая (1, 2), фосфоритовая кремнистая (1, 3)	Серноколчеданная и медно-цинковая колчеданная (1, 7), золоторудная «черносланцевая» (5, 6)	Горинская, Северно-Восточно-Сихотэ-Алинская (Приморье), Даурская (Забайкалье), Удско-Шантарская (Приамурье)	

Типы структурно-металлогенических зон		Геологические формации	
		главные	второстепенные
Раннегеосинклинальной стадии	С преимущественным развитием осадочных формаций и редуцированным развитием вулканитов	Тип сланцевый (медь, кобальт, свинец, цинк)	<ol style="list-style-type: none"> 1. Аспидная 2. Полимиктовая глинисто-песчаная 3. Битуминозно-глинистая <ol style="list-style-type: none"> 4. Карбонатно-глинисто-песчаная 5. Туфоглинисто-песчаная 6. Натриевых базальтов 7. Натриевых базальтов и липаритов
	С преимущественным развитием осадочных формаций и редуцированным развитием вулканитов	Тип кремнисто-сланцево-карбонатный (железо, марганец, свинец, цинк, фосфориты)	<ol style="list-style-type: none"> 1. Кремнисто-сланцевая 2. Кремнисто-карбонатная 3. Известняковая 4. Кремнисто-железистая (джеспилитовая) 5. Карбонатно-кремнисто-глинистая 6. Полимиктовая глинисто-песчаная <ol style="list-style-type: none"> 7. Карбонатно-глинисто-песчаная 8. Кремнисто-карбонатная с сульфатами 9. Натриевых базальтов 10. Натриевых базальтов и липаритов
	С развитием осадочных формаций	Тип терригенный (золото, медь, свинец, цинк)	<ol style="list-style-type: none"> 1. Аспидная 2. Полимиктовая глинисто-песчаная 3. Флишоядная <ol style="list-style-type: none"> 4. Известняково-глинистая сероцветная 5. Туфоглинисто-песчаная 6. Кремнисто-карбонатно-глинисто-песчаная 7. Трахибазальтовая

Рудные формации		Примеры зон	Примечания
главные	второстепенные		
Медно-цинковая «черносланцевая» (1)	Медно-пирротиновая (1), серноколчеданная и медно-цинковая колчеданная (6), золоторудная «черносланцевая» (1), молибден-ванадиевых сланцев (3), киноварная терригенная аргиллизитовая (1, 6)	Зона Главного хребта Большого Кавказа (южный склон), Восточно-Калбинская (Казахстан)	
Марганцевая браунит-родохрозитовая кремнисто-карбонатная (2, 5), железорудная кремнисто-гематитовая (1, 4), барит-свинцово-цинковая кремнисто-карбонатная (2, 5)	Бокситовая карбонатная * (2, 3), марганцевая браунит-гаусманит-родонитовая кремнистая (1), золоторудная джаспероидная (2, 5), фосфоритовая кремнисто-карбонатная (2, 5)	Успенская (Казахстан), Баргузино-Катерская, Туркино-Бамбуйская (Западное Забайкалье)	* При наличии кооробразующих факторов
	Медно-цинковая «черносланцевая» (1), золоторудная «черносланцевая» (1, 6)	Яно-Сугойская, Западно-Верхоянская, Южно-Верхоянская, Чукотская (Северо-Восток СССР), Бодайбинская (Северо-Западное Прибайкалье)	

Типы структурно-металлогенических зон		Геологические формации		
		главные	второстепенные	
Раннегеосинклинальной стадии	С развитием осадочных формаций	Тип терригенно-карбонатный (свинец, цинк, золото, бокситы, магнетит, железо, ртуть, флюорит)	1. Известняковая 2. Кремнисто-карбонатная 3. Кремнисто-карбонатно-глинисто-песчаная 4. Глинисто-песчаная сероцветная 5. Известняково-доломитовая 6. Менилитовая 7. Флишоидная	8. Рифовая 9. Аспидная 10. Углеродисто-кремнистая 11. Трахибазальтовая
		Тип мафическо-салический (железо, медь, свинец, цинк, сера, алюминий)	12. Базальт-андезитовая	1. Полимиктовая глинисто-песчаная 2. Флишевая 3. Флишоидная 4. Парамолассовая 5. Туфопесчано-конгломератовая 6. Туфоглинисто-песчаная 7. Флишоидная туфогенная 8. Угленосная 9. Известняковая 10. Карбонатно-глинисто-песчаная 11. Кремнисто-диатомитовая

Рудные формации		Примеры зон	Примечания
главные	второстепенные		
Бокситовая карбонатная * (1, 5, 8), железорудная оолитовая (4), медно-цинковая «черносланцевая» (9, 10), магнезитовая (5), сидеритовая (5), киноварно-флюорит-антимонитовая джаспероидная (2), киноварная карбонатная (1, 2, 5, 8), барит-свинцово-цинковая карбонатная (1, 2, 5, 8)	Флюорит-свинцово-цинковая терригенно-карбонатная (1—3, 5), марганцевая браунит-гаусманитовая кремнисто-карбонатная (2), золоторудная «черносланцевая» (10), тальковая апокарбонатная ** (5), золоторудная джаспероидная (2), фосфоритовая терригенно-карбонатная (3, 4), молибден-ванадиевых сланцев (6, 10), горючих сланцев (6)	Зоны западного склона Урала, Тимана, Какшаальская и Зеравшанская и Зеравшанская Гиссарская (Средняя Азия), Момско-Полоусненская и Приколымская (Северо-Восток СССР), Кадаликанская (Прибайкалье)	* При наличии наложенных корообразующих факторов ** В зонах метаморфизма и развития гранитоидов
Серноколчеданная и полиметаллическая колчеданная (5, 12), алунитовая (5, 6, 12), железорудная скарновая и гидросиликатная * (12), медно-молибденовая порфировая * (12)	Самородной серы (5, 12)	Валерьяновская (Тургай), Курильская дуга, Тарынская и Ампаарандинская (Якутия), Казыр-Кызырская (Восточный Саян), Кураминская (Тянь-Шань)	* В ассоциации с интрузиями мафическо-салического семейства

Типы структурно-металлогенических зон		Геологические формации		
		главные	второстепенные	
Позднегеосинклинальной стадии	С развитием осадочных формаций	Тип терригенный (угли)	<ol style="list-style-type: none"> 1. Флишевая 2. Флишоидная 3. Молассоидная 	<ol style="list-style-type: none"> 4. Туфоглинисто-песчаная 5. Угленосная
		Тип терригенно-карбонатный (бокситы, угли)	<ol style="list-style-type: none"> 1. Карбонатно-глинисто-песчаная 2. Известняковая 3. Рифовая 4. Флишевая 	<ol style="list-style-type: none"> 5. Флишоидная 6. Парамолассовая 7. Полимиктовая глинисто-песчаная 8. Угленосная
Геосинклинального этапа, нерасчлененного по стадиям	Чехол срединных массивов и геосинклинальных поднятий с развитием осадочных и вулканических формаций	Тип вулканогенно-осадочный (мель, свинец, цинк, марганец, фосфориты)	<ol style="list-style-type: none"> 1. Карбонатно-глинисто-песчаная 2. Кремнисто-карбонатная 3. Известняково-доломитовая 4. Рифовая 5. Молассоидная 6. Карбонатно-терригенно-туффовая пестроцветная 8. Трахибазальтовая 	<ol style="list-style-type: none"> 7. Кремнисто-сланцевая 9. Натриевых базальтов 10. Натриевых базальтов и липаритов

Рудные формации		Примеры зон	Примечания
	Каменноугольная (5)	Инъяли-Дебинская и Полоусненская (Якутия), Джидинская (Западное Забайкалье), Центрально-Саянская (Западный Саян), южного склона Большого Кавказа, Центрально-Карпатская	
	Бокситовая карбонатная * (2, 3), каменноугольная (8)	Зоны западного склона Урала, северного склона Большого Кавказа, Копетдагская, Восточно-Енисейская (Енисейский край)	* Образуются при наличии корообразующих факторов
Фосфоритовая кремнисто-карбонатная (2), бокситовая карбонатная * (3, 4), марганцевая браунитгаусманит-родонитовая кремнисто-карбонатная (2, 3), железорудная кремнисто-гематитовая (7)	Флюорит-свинцово-цинковая терригенно-карбонатная (1-3), марганцевая манганокальцитовая карбонатная (2, 3), сидеритовая (3), серноколчеданная и медно-цинковая колчеданная (9, 10, 7), тальковая апокарбонатная ** (3), магнезитовая (3), киноварно-флюорит-антимонитовая джаспероидная (1-3)	Зоны Омолонского (Северо-Восток СССР), Ханкайского (Приморье), Дзирульского (Кавказ) массивов, Салдинской глыбы (Урал), Шорская и Батеневская (Алтае-Саянская область), Бурейнского массива	* При наличии корообразующих факторов ** При наложении гранитоидного магматизма

Типы структурно-металлогенических зон	Геологические формации	
	главные	второстепенные
Тип ультрамафический (хром, асбест)	Дунит-перидотитовая	
Тип мафическо-ультрамафический (платина, титан, железо, медь, ванадий)	Дунит-клинопироксенит-габбровая	
Тип ультрамафическо-мафический (никель, медь, титан)	Перидотит-пироксенит-норитовая	
Тип мафический (титан, медь)	Габбро-диабазовая	

Рудные формации		Примеры зон	Примечания
главные	второстепенные		
Хромитовая с платиноидами, тальковая *, хризотил-асбестовая, силикатно-никелевая **, силикатно-никелевая контактово-карстовая **	Золоторудная лиственитовая *, ртутная метациннабарит-киноварная лиственитовая, вермикулит-гидрофлогопитовая ***, бурожелезняковая **	Тагило-Магнитогорская (Урал), Севано-Акеринская (Закавказье), Чингиз-Тарбагатайская (Казахстан), Актотрактская и Куртушубинская (Западный Саян), Восточно-Камчатская	* При наложении более позднего магматизма мафическо-салического состава ** При наложении процессов выветривания *** При наложении процессов позднего гранитоидного магматизма и процессов выветривания
Хром-платиновая, титанистых магнетитов	Медно-титан-ванадиевая	Тагило-Магнитогорская (Урал), Талово-Пикунинская (Корякия)	
Сульфидная медно-никелевая	Титан-железорудная (титаномагнетитовая)	Кокчетавская (Северный Казахстан), Чае-Нюрундуканская (Северо-Западное Прибайкалье)	
Титан-железорудная (титаномагнетитовая)	Сульфидная медно-никелевая, медно-пирротиновая с кобальтом	Уралтауская и Пайхойская (Урал), Орулганская (Якутия), южного склона Большого Кавказа	

Типы структурно-металлогенических зон		Геологические формации	
		главные	второстепенные
	Тип мафическо-салический (железо, медь)	Габбро-диорит-плагιο-гранитовая	
	Тип мафическо-салический (железо, золото, вольфрам, молибден, медь)	1. Тоналит-плагιοгранит-гранодиоритовая	2. Сненит-габбровая 3. Габбро-диорит-гранодиоритовая(?)
	Тип салическо-мафическо-салический (вольфрам, молибден, флюорит, олово, золото, сурьма)	1. Габбро-диорит-гранодиоритовая 2. Гранит-гранодиоритовая	

Рудные формации		Примеры зон	Примечания
главные	второстепенные		
Железорудная скарновая, золоторудная кварцевая	Железорудная альбититовая	Войкаринская (Урал), Северо-Саянская (Западный Саян), Муйская (Северо-Западное Прибайкалье)	
Железорудная скарновая (1) медно-молибденовая порфировая * (1), молибден-вольфрамовая скарновая с золотом (1), золото-сурьмяная березитовая (3), золоторудная сульфидная (1, 3), золоторудная кварцевая (1, 3), золото-вольфрамовая березитовая (1)	Апатит-титан-железорудная (2), медно-железорудная скарновая (1), полиметаллическая скарновая (1), боро-железорудная скарновая (1)	Удско-Витимская (Западное Забайкалье), Восточно-Тувинская (Тува), Чингиз-Тарбагатайская (Казахстан), Южно-Джунгарская (Казахстан), Тагило-Магнитогорская (Урал), Валерьяновская (Тургай), Сомхето-Карабахская (Кавказ), Тельбесская (Кузнецкий Алатау), Еравнинская (Забайкалье)	* В сочетании с эффузивами мафического семейства
Золоторудная сульфидная (1), золото-сурьмяная березитовая (1), олово-вольфрамовая кварцево-грейзеновая (2), редкометалльная пегматитовая (2)	Арсенидно-кобальтовая (2), сульфо-арсенидно-кобальтовая (1), редкометалльно-железорудная скарновая (2), редкометалльно-флюоритовая грейзеновая (2), вольфрамовая кварц-полевошпатовая гумбитовая (2), молибденовая апогранитовая (2)	Улахан-Сисская (Северо-Восток СССР), Бусугунья-Хаттынахская (Якутия), Тауреранская (Чукотка), Хунгарийская (Сихотэ-Алинь), Центральноенисейская (Енисейский край), Удско-Дербинская (Восточный Саян), Гиссарская (Тянь-Шань), Восточно-Калбинская (Казахстан)	

к которым приурочены тела ультрамафитов, рассматриваемых иногда как выступы мантийного вещества.

Приразломный или раздвиговой характер эвгеосинклинальных зон определяет их вытянутую (линейную) конфигурацию (Урал, Кавказ и др.). Пересечение разломов разнонаправленных систем нередко приводит к возникновению эвгеосинклиналей изометричной конфигурации (Юго-Западное Забайкалье, Центральный Казахстан и др.). В пределах эвгеосинклиналей продольные или главные разломы определяют пространственное размещение геологических формаций, а поперечные разломы контролируют размещение отдельных вулканических центров и тем самым предопределяют локализацию рудных районов в узлах пересечения с продольными структурами.

Во вторичных эвгеосинклиналях ведущую роль играют формации мафическо-салического и салического семейств (натриевого ряда) при слабом развитии вулканитов мафического семейства, что в известной мере сближает их с позднегеосинклинальными прогибами. В ряде случаев во вторичных геосинклиналях полно проявлена раннегеосинклинальная стадия, а образования поздней стадии редуцированы.

По структурно-вещественным особенностям слоистых комплексов эвгеосинклиналей можно выделить четыре типа связанных с ними структурно-металлогенических зон: мафический слабо дифференцированный, мафический дифференцированный, щелочномафический и мафическо-салический. Три первых соответствуют первичным эвгеосинклиналям, а последний связан с развитием вторичных геосинклинальных прогибов.

Зоны мафического слабо дифференцированного типа (медь, цинк, железо, марганец, фосфориты) характеризуются тем, что развитые в их пределах инициальные вулканиты относятся к недифференцированной и контрастно дифференцированной формациям (натриевых базальтов, натриевых базальтов и липаритов) (табл. 3, рис. 5). Как правило, эти зоны размещаются по границе со срединными массивами, микто- и миогеосинклиналями и с разновозрастными складчатыми областями.

Вулканические формации (недифференцированные и контрастно дифференцированные) слагают центральные части троговых прогибов относительно небольшой ширины (10—20 км при протяженности в несколько сотен километров). По периферии этих зон вулканиты замещаются кремнисто-карбонатными, кремнисто-карбонатно-терригенными и терригенными толщами. По ширине периферические зоны часто превосходят вулканогенные трогии. По существу, краевые части этих структурно-минерагенических зон напоминают типичные миктогеосинклинали.

В троговых зонах известны проявления серноколчеданной и реже медно-цинковой колчеданной формаций, масштабы которых, однако, как правило, невелики. В периферических частях таких зон вблизи трогов в ассоциации с кремнисто-терригенными толщами развиты месторождения марганцевой браунит-гаусманит-родони-

товой кремнистой, молибден-ванадиеносных сланцев и железорудной кремнисто-гематитовой формаций. В связи с кремнисто-карбонатной и карбонатно-глинисто-песчаной формациями, слагающими пограничные части зон, локализуются месторождения фосфоритовой кремнисто-карбонатной и киноварно-флюорит-антимонитовой джаспероидной формаций. С аспидной формацией вероятно проявление медно-цинковой минерализации. В целом зоны рассматриваемого типа характеризуются убогим непромышленным оруденением. К этому типу относятся следующие зоны: Северо-Саянская в Западном Саяне, Джалаир-Найманская в Казахстане, зоны Киргизской системы Тянь-Шаня и Хатырская в Корякии.

В целом описанные зоны отличаются весьма малой продуктивностью по сравнению с рассматриваемыми ниже.

Зоны мафического дифференцированного типа (медь, цинк, железо, свинец) характеризуются следующими ведущими геологическими формациями: натриевых базальтов, натриевых базальтов и липаритов, базальт-андезит-липаритовой (рис. 6). Как правило, этот ряд начинается с трахибазальтовой, а завершается андезит-базальтовой формацией. Наиболее свойственным для этого типа структурно-минерагенических зон является совместное сонахождение базальтоидов недифференцированных, контрастно дифференцированных и полно дифференцированных рядов.

Среди осадочных формаций доминирующими являются известняковая, доломитовая, кремнисто-карбонатная и типоморфными — кремнисто-сланцевая, яшмовая, кремнисто-железистая (джеспилитовая). Последние наиболее характерны для дофанерозойских эвгеосинклинальных зон. Осадконакопление обычно начинается с полимиктовой глинисто-песчаной и аспидной формаций, затем преимущественное распространение получают вулканические и кремнистые формации. Этот ряд формаций в конкретных зонах может повторяться неоднократно. При этом в областях относительных поднятий вулканиты фациально замещаются кремнистыми, кремнисто-туфогенными и терригенно-карбонатными толщами. В этом направлении, т. е. от оси трогов к поднятию, происходит фациальное замещение полно дифференцированных контрастно дифференцированными вулканитами при некотором общем возрастании их кислотности.

С рядом базальтовых формаций ассоциируют вулканогенно-осадочные и гидротермальные месторождения серноколчеданной и медно-цинковой колчеданной формаций. М. Б. Бородаевская и др. [1977] в ряде публикаций подчеркивают связь серноколчеданных и медных колчеданных месторождений с рядом контрастно дифференцированных формаций, а медно-цинковых колчеданных — с рядом полно дифференцированных. Увеличение роли кислых составляющих «спилит-кератофирового» ряда в зонах рассматриваемого типа по направлению от осевых частей прогибов к поднятиям приводит к обогащению руд свинцом и цинком [Кутырев Э. И., 1978 г.]. В различных регионах количественные соотношения

	Конгломераты		Андезит-базальты
	Гравелиты		Диабазы
	Песчаники		Спилиты
	Алевролиты		Андезиты (а) и их туфы (б)
	Глинистые сланцы и аргиллиты		Дациты (а) и их туфы (б)
	Углисто-глинистые сланцы		Липариты (а) и их туфы (б)
	Аспидные сланцы		Кератофиры (а) и кварцевые кератофиры (б)
	Яшмы		Альбитофиры (а) и кварцевые альбитофиры (б)
	Кварциты		Плагипорфириты
	Кремнистые песчаники (а) и кремнистые сланцы (б)		Ортофиры и трахиты
	Железистые песчаники		Трахибазальты (а) и трахиандезиты (б)
	Известковистые песчаники (а) и известковые сланцы (б)		Туфолавы основного (а), среднего (б) и кислого (в) состава
	Известняки		Игнимбриты
	Мергели и глинистые известняки		Туфы, нерасчлененные по составу (смешанные)
	Доломиты		Пепловые туфы
	Диатомиты		Туфобрекчи
	Угли		Лавобрекчи основного (а), среднего (б) и кислого (в) состава
	Базальты (а) и их туфы (б)		Положение оруденения в разрезе

Формации: 1 — известняковая, 2 — доломитовая, 3 — яшмовая, 4 — кремнисто-сланцевая, 5 — кремнисто-железистая (джеспилитовая), 6 — углеродисто-кремнистая, 7 — карбонатно-глинисто-песчаная, 8 — известняково-песчано-алевролитовая сероцветная, 9 — кремнисто-карбонатная, 10 — молассоидная, 11 — глинисто-песчаная сероцветная, 12 — граувакковая, 13 — туфопесчано-конгломератовая, 14 — полимиктовая глинисто-песчаная, 15 — флишоидная, 16 — аспидная, 17 — алеврито-песчаная красноцветная, 18 — известняково-глинисто-песчаная пестроцветная, 19 — угленосная, 20 — галогенной группы, 21 — трахибазальтовая, 22 — натриевых базальтов, 23 — натриевых базальтов и липаритов, 24 — базальт-трахиандезит-трахилипаритовая, 25 — базальт-андезит-липаритовая, 26 — андезит-базальтовая, 27 — калиевых базальтов и трахитов, 28 — трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовая, 29 — базальт-андезитовая, 30 — андезитовая, 31 — трахиандезитовая, 32 — натриевых липаритов, 33 — дацит-липаритовая, 34 — трахилипаритовая, 35 — липаритовая, 36 — липарит-базальтовая.

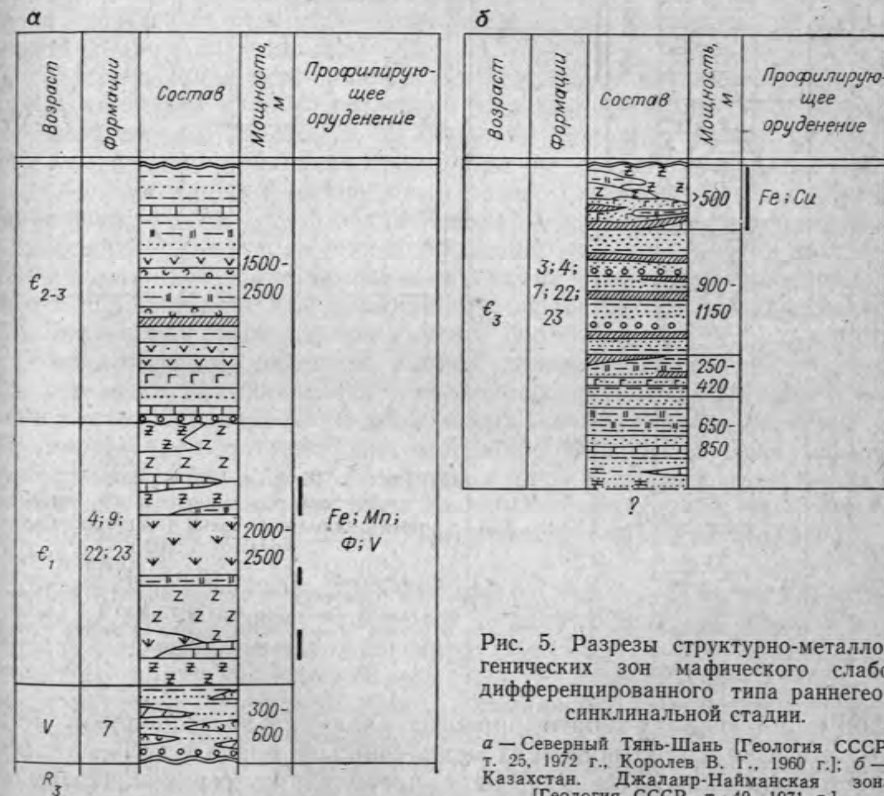


Рис. 5. Разрезы структурно-металлогенических зон мафического слабо дифференцированного типа раннегеосинклинальной стадии.

а — Северный Тянь-Шань [Геология СССР, т. 25, 1972 г., Королев В. Г., 1960 г.]; б — Казахстан. Джалаир-Найманская зона [Геология СССР, т. 40, 1971 г.].

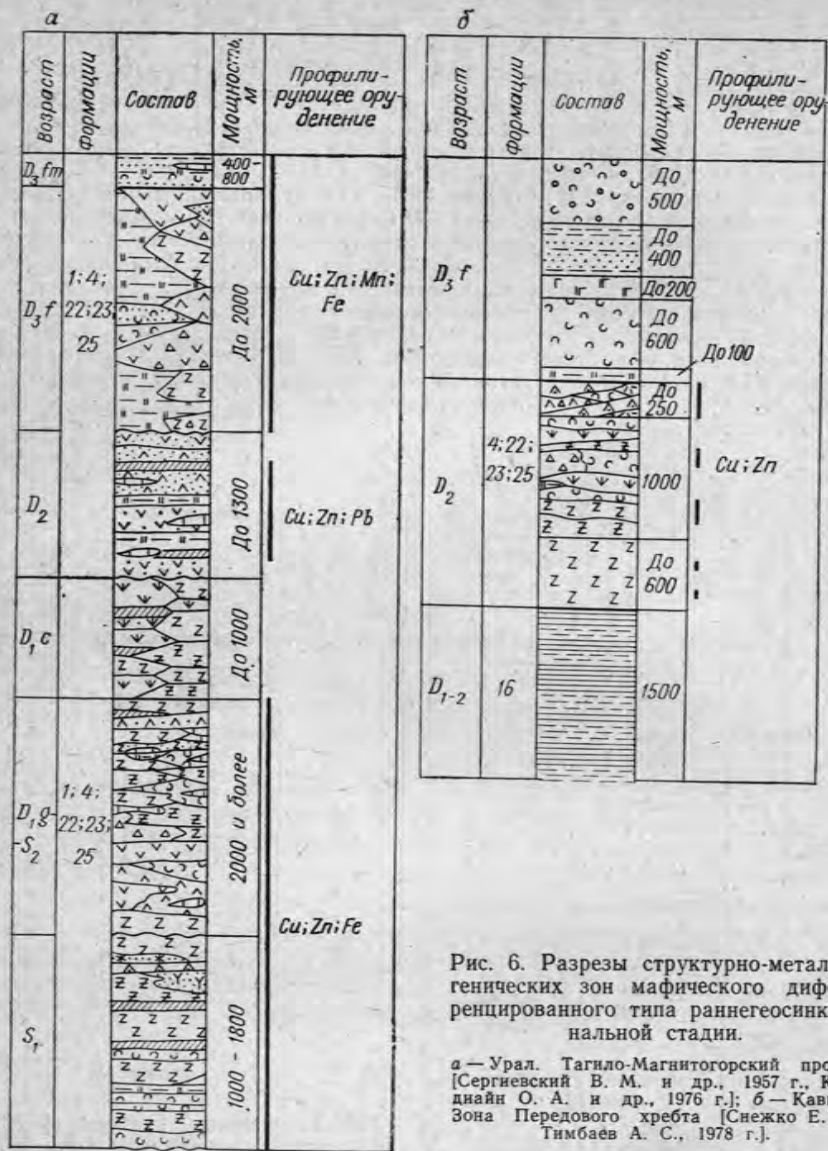


Рис. 6. Разрезы структурно-металлогенических зон мафического дифференцированного типа раннеорогической стадии.

а — Урал. Тагило-Магнитогорский прогиб [Сергиевский В. М. и др., 1957 г., Ковдьян О. А. и др., 1976 г.]; б — Кавказ. Зона Передового хребта [Снежко Е. А., Тимбаев А. С., 1978 г.].

формаций «спилит-кератофирового» ряда сильно варьируют. Это сказывается на соотношениях меди, свинца и цинка в колчеданных месторождениях. Так, на Урале преобладают серноколчеданная и медно-цинковая колчеданная рудные формации, а в зоне Передового хребта на Кавказе к ним добавляются месторождения медно-свинцово-цинкового состава. Выпадение какой-либо из формаций «спилит-кератофирового» ряда часто приводит к тому, что

масштабы колчеданной минерализации заметно сокращаются (например, в Кузнецком Алатау или на Северном Памире и т. д.). С осадочно-вулканогенными толщами этого же формационного ряда иногда встречаются мелкие проявления самородной меди (Восточно-Таннуольская зона в Туве).

С кремнистой и кремнисто-терригенной группами формаций ассоциируют месторождения железорудной кремнисто-гематитовой и марганцевой браунит-гаусманит-родонитовой кремнистой формаций, которые, однако, более типичны для микто- и эвгеосинклинальных зон других типов.

Формация железистых кварцитов исключительно широко развита в дофанерозе, где к ней принадлежат крупнейшие железорудные месторождения мира и СССР (Кривой Рог, КМА, Карсакпай в Казахстане и др.). Высокий метаморфизм пород дофанерозойских эвгеосинклиналей не позволяет достаточно полно восстановить их вещественный состав. Поэтому отнесение рассматриваемых месторождений к данному типу достаточно условно. Железорудная кремнисто-гематитовая формация, которая в фанерозе является аналогом формации железистых кварцитов, развита ограниченно.

Яшмовая, кремнисто-сланцевая и кремнисто-карбонатная формации являются рудовмещающими для месторождений фосфоритов, которые, однако, здесь не образуют больших концентраций. Карбонатные и карбонатно-кремнистые толщи склонов поднятий несут концентрации фосфоритов, а также свинца и цинка (руднопроявления Урала). В породах аспидной, кремнисто-карбонатной и карбонатно-глинисто-песчаной формаций известны, иногда достаточно крупные, стратиформные концентрации золота джаспероидного и полиметаллов так называемого черносланцевого типа, хотя они более характерны для зон миктогеосинклиналей.

Таким образом, ведущим видом стратиформного оруденения для зон этого типа является серноколчеданное и медно-цинковое колчеданное в фанерозе и железистых кварцитов в докембрии. Месторождения полиметаллов, марганца, фосфоритов, бокситов, как правило, невелики по размерам и играют подчиненную роль.

К этому типу относятся зоны Тагило-Магнитогорская на Урале, Передового хребта на Кавказе, Таннуольская в Туве, Чингиз-Тарбагатайская в Казахстане и др.

Зоны щелочномафического типа (марганец, медь, железо) характеризуются в первую очередь тем, что среди слагающих их вулканогенных образований ведущую роль играет формация калиевых базальтов и трахитов. Распространены они в пределах Советского Союза ограниченно. Наиболее типичными являются Восточно-Камчатская (рис. 7) и Олюторская зоны на Северо-Востоке СССР. Сходны с ними Аджаро-Триалетская и Талышская зоны Кавказа. Вулканы того же состава известны на Урале в Туринском районе.

Помимо формации калиевых базальтов и трахитов в строении зон этого типа принимают участие формации натриевых базаль-

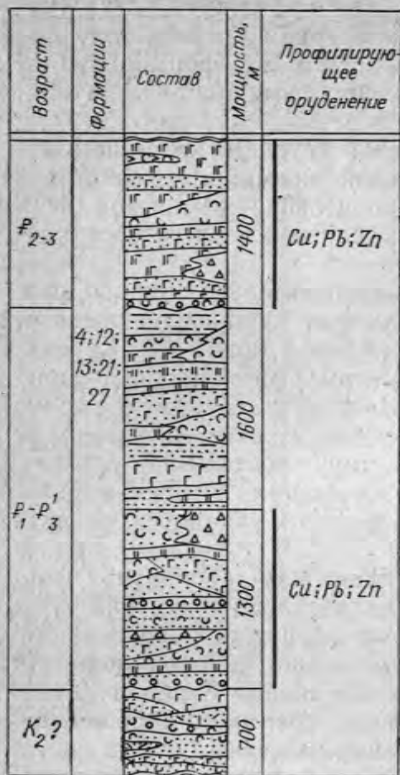


Рис. 7. Разрез структурно-металлогенетической зоны щелочно-мафического типа раннегеосинклинальной стадии. Восточно-Камчатская зона [Геология СССР, т. 31, 1977 г.].

В пределах развития вулканитов калиевых базальтов и трахитов присутствуют месторождения железа (часто достаточно крупные), образовавшиеся, по-видимому, как эксгальационно-осадочные и преобразованные в скарновые железорудные под воздействием интрузий, которые рассматриваются либо как комагматы этих эффузивов, либо как существенно более поздние образования (Тагило-Кушвинский район на Урале). Здесь же известны рудопроявления марганца. В этих же зонах встречаются проявления медной минерализации неясного формационного типа вне видимой связи с какими-либо интрузивными образованиями. На Камчатке это зоны ортоклазовых метасоматитов с вкрапленностью минералов меди. С эффузивами нормального ряда ассоциируют проявления серноколчеданной и медно-цинковой колчеданной формаций, месторождения которых, однако, не достигают крупных размеров.

Таким образом, профиль зон данного типа — марганцево-медно-железородный.

тов, трахибазальтовая, андезит-базальтовая, кремнисто-сланцевая, граувакковая, туфопесчано-конгломератовая. Формация калиевых базальтов и трахитов, как правило, слагает верхи разреза этих зон, она нередко перемежается с флишеподобными и рифогенными отложениями. Принадлежность зон рассматриваемого типа к раннегеосинклинальной стадии в известной степени условна. В Корякско-Камчатской области их формирование предшествует стадии островных дуг, в то время как на Урале и в Аджаро-Триалетской зоне они относятся рядом исследователей [Иванов С. Н., 1974 г.; Твалчрелидзе Г. А. и др., 1960 г.] к позднегеосинклинальной (островодужной) стадии.

Восточно-Камчатская зона со стороны континента оконтурина глубинными разломами, а граница с ложем океана недостаточно ясна. На Урале формация калиевых базальтов и трахитов развита фрагментарно среди образований уральского типа (мафического полидифференцированного), в связи с чем рассматриваемые зоны не имеют ясно выраженных границ.

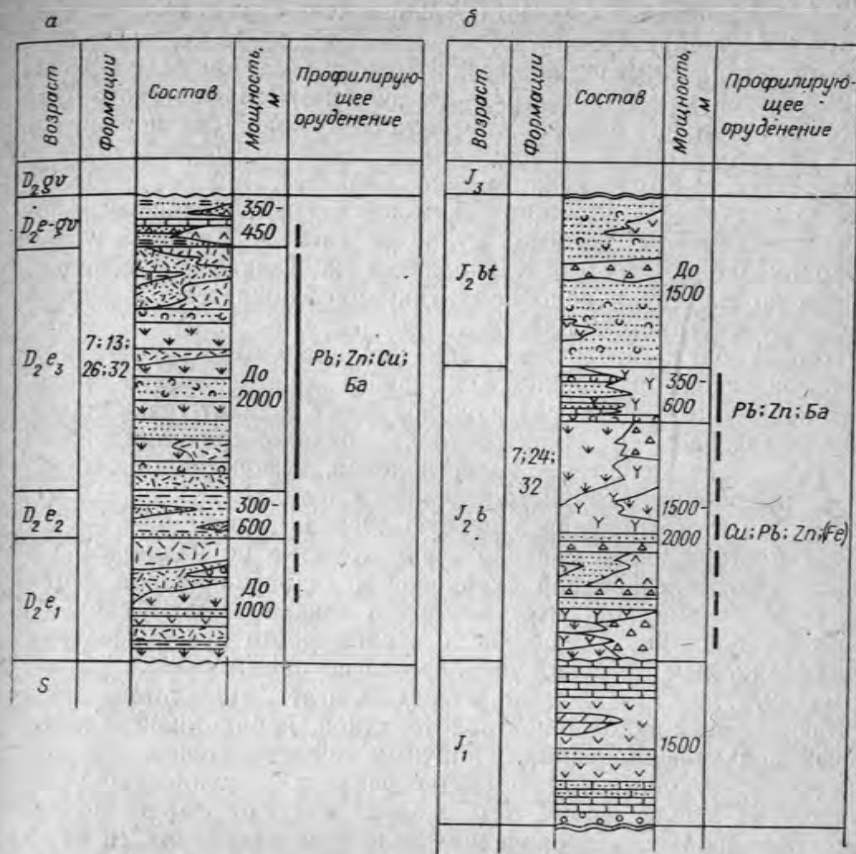


Рис. 8. Разрезы структурно-металлогенетических зон мафическо-салического типа раннегеосинклинальной стадии.

а — Рудный Алтай [Яковлев Г. Ф., 1959 г., Геология СССР, т. 41, 1967 г.]; б — Кавказ. Сомхето-Карабахская зона [Геология СССР, т. 40, 1970 г.].

Зоны мафическо-салического типа (свинец, цинк, медь, железо) по особенностям структурного положения относятся к вторичным эвгеосинклинальным зонам. Среди них по вещественному наполнению можно выделить два подтипа: рудноалтайский и магнитогорский. Первый из них характеризуется резким преобладанием в разрезе эффузивов формации натриевых липаритов, подчиненное значение имеют формации андезит-базальтовая и натриевых базальтов. Осадочные образования представлены аспидной, карбонатно-глинисто-песчаной, известняковой, туфопесчано-конгломератовой формациями. Главный рудный профиль таких зон — медно-свинцово-цинковый с золотом — оруденение колчеданного типа (рис. 8). Там, где преобладают натриевые липариты (Рудный Алтай), ведущими являются медно-свинцово-цинко-

вые месторождения, которые по направлению к поднятиям сменяются золото-баритовыми.

В структурно-минерогенических зонах, где наряду с эффузивами салического семейства развиты вулканиты мафического и мафическо-салического состава, преобладают медно-свинцово-цинковые и железорудные месторождения, а также месторождения марганца (Сомхето-Карабахская зона на Кавказе).

К структурно-металлогеническим зонам рудноалтайского подтипа принадлежат помимо Рудно-Алтайской Келянская зона в Забайкалье и Сомхето-Карабахская на Кавказе. В известной степени по составу к подобному типу приближается Салаирская зона в Алтае-Саянской области.

Второй подтип вторичных эвгеосинклинальных структурно-металлогенических зон отличается от первого характером вулканизма. Здесь преимущественное развитие получают базальт-трахиандезит-трахипаритовая и (контрастная) базальт-трахипаритовая формации, чередующиеся с известняковой, туфопесчано-конгломератовой, карбонатно-глинисто-песчаной и аспидной.

Для зон этого подтипа в первую очередь характерны железорудные месторождения, нередко очень крупные по размерам. Они относятся к железорудной скарновой и гидросиликатной формации. Образование этих месторождений связано с поствулканической деятельностью и, вероятно, с последующим преобразованием под воздействием интрузий тоналит-плагиогранит-гранодиоритовой формации, с чем связано, как можно полагать, присутствие в этих месторождениях наложенной золоторудной, кобальтовой и медно-сульфидной минерализации. Типичным представителем зон этого типа является собственно Магнитогорская зона раннекарбонного возраста на Урале. Кроме того, в зонах магнитогорского подтипа известны небольшие проявления железо-марганцевого (в терригенно-карбонатно-кремнистых толщах) и полиметаллического (в терригенно-кремнисто-карбонатных толщах) оруденения, а также меднорудные проявления, предположительно относящиеся к медно-молибденовой порфировой формации.

Зоны рассматриваемых подтипов отличаются друг от друга как по особенностям их вещественного выполнения, так и по металлогении. Они образуют единый ряд, крайними членами которого являются Рудно-Алтайская и Магнитогорская зоны. Сомхето-Карабахская зона занимает между ними промежуточное положение.

Зоны с преимущественным развитием осадочных формаций и с редуцированным развитием вулканитов (миктогеосинклинальные)

По вещественному наполнению эти зоны являются переходными между эв- и миогеосинклинальными зонами. В их составе резко преобладают осадочные толщи, представленные кремнисто-сланцевой (фтанитовой), кремнисто-железистой (джеспилитовой), яшмовой, кремнисто-карбонатной и аспидной формациями. Вулкано-

генные образования редуцированы, составляют, как правило, не более 30 % разреза этих зон.

Среди вулканитов преобладают недефференцированные или слабо дифференцированные базальтоидные формации. По составу магматических формаций рассматриваемые зоны сходны с эвгеосинклинальными мафического слабо дифференцированного типа, отличаются от последних подчиненным развитием базальтоидов и практическим отсутствием альпинотипных гипербазитов.

По особенностям слагающих их осадочных толщ могут быть выделены три типа зон: кремнисто-сланцевый, сланцевый и кремнисто-сланцево-карбонатный. Первые два наиболее характерны для мезозой южной части советского сектора Тихоокеанского подвижного пояса и альпид Средиземноморья (Кавказ, Крым, Карпаты), где они являются своеобразным эквивалентом эвгеосинклинальных зон. В пределах геосинклинальных областей эти типы зон занимают осевое положение и обычно рассматриваются как наиболее их прогнутые части или как глубоководные желоба. Они принадлежат к геосинклиналям второго—третьего поколения, развивающимся в пределах тех сегментов земной коры, которые прошли геосинклинальное развитие и испытали инверсию, хотя вполне вероятно, что их заложение происходило на океанической коре, обнажившейся при раздвиге коры сиалической. По типу своего развития они приближаются к первичным геосинклиналям, в понимании Г. А. Твалчрелидзе [1960 г.]. Прогобы третьего кремнисто-сланцево-карбонатного типа, как правило, закладываются в пределах консолидированных сиалических блоков и отличаются от вышерассмотренных в первую очередь еще более редуцированным магматизмом и повышенной ролью карбонатных пород.

Зоны кремнисто-сланцевого типа (марганец, железо, фосфориты) характеризуются преимущественным распространением кремнисто-сланцевой, яшмовой, кремнисто-железистой (джеспилитовой), полимиктовой глинисто-песчаной, аспидной, натриевых базальтов и трахибазальтовой формаций, которые и определяют их основной металлогенический профиль. Промышленную ценность здесь имеют месторождения марганца, железа и фосфора, соответственно относящиеся к формациям марганцевой браунит-гаусманит-родонитовой кремнистой, железорудной кремнисто-гематитовой и фосфоритовой кремнистой. Наиболее крупные концентрации этих элементов известны в пределах Удско-Шантарской зоны Приамурья (рис. 9).

С эффузивами основного состава ассоциируют сульфидные проявления, предположительно относимые к серноколчеданной и медно-цинковой колчеданной формациям. С аспидной и углеродисто-кремнистой формациями связана золоторудная минерализация стратиформного типа. Наиболее типичными представителями рассматриваемых зон помимо вышеупомянутой Удско-Шантарской являются Северо-Сихотэ-Алиньская, Восточно-Сихотэ-Алиньская, Даурская (Забайкалье), западное обрамление Кокчетавской глыбы.

Зоны сланцевого типа (медь, кобальт, свинец,

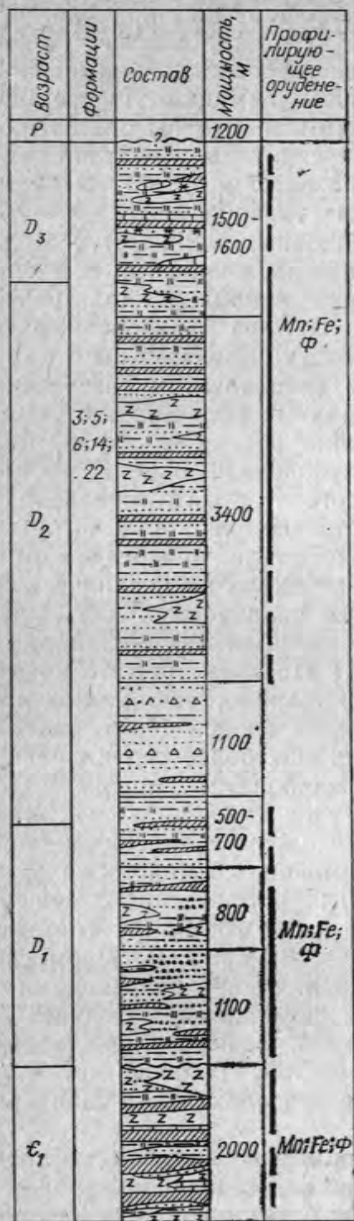


Рис. 9. Разрез структурно-металлогенической зоны кремнисто-сланцевого типа раннегеосинклинальной стадии.

Приамурье. Удско-Шантарская зона [Горохов С. И., 1970 г., Зайцев Д. С., Мамонтов Ю. А., 1972 г., Мамонтов Ю. А., 1975 г.].

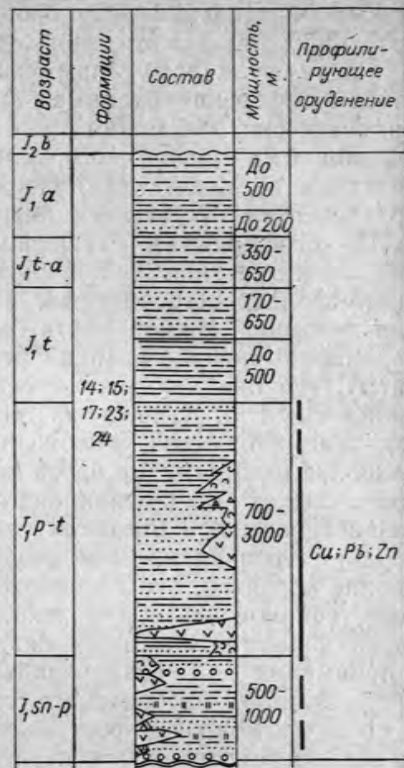


Рис. 10. Разрез структурно-металлогенической зоны сланцевого типа раннегеосинклинальной стадии.

Кавказ. Зона Главного хребта Большого Кавказа (южный склон) [Объяснительная записка к стратиграфической схеме юрских отложений Северного Кавказа, 1978 г.].

цинк) характеризуются наибольшим распространением аспидной и полимиктовой глинисто-песчаной, менилитовой, карбонатно-глинисто-песчаной и туфоглинисто-песчаной формаций. Типоморфными, хотя и слабо развитыми, являются формации натриевых базальтов и липаритов. С этой ассоциацией связаны стратиформные медно-пирротиновые с кобальтом, свинцово-цинково-меднорудные и цинково-меднорудные месторо-

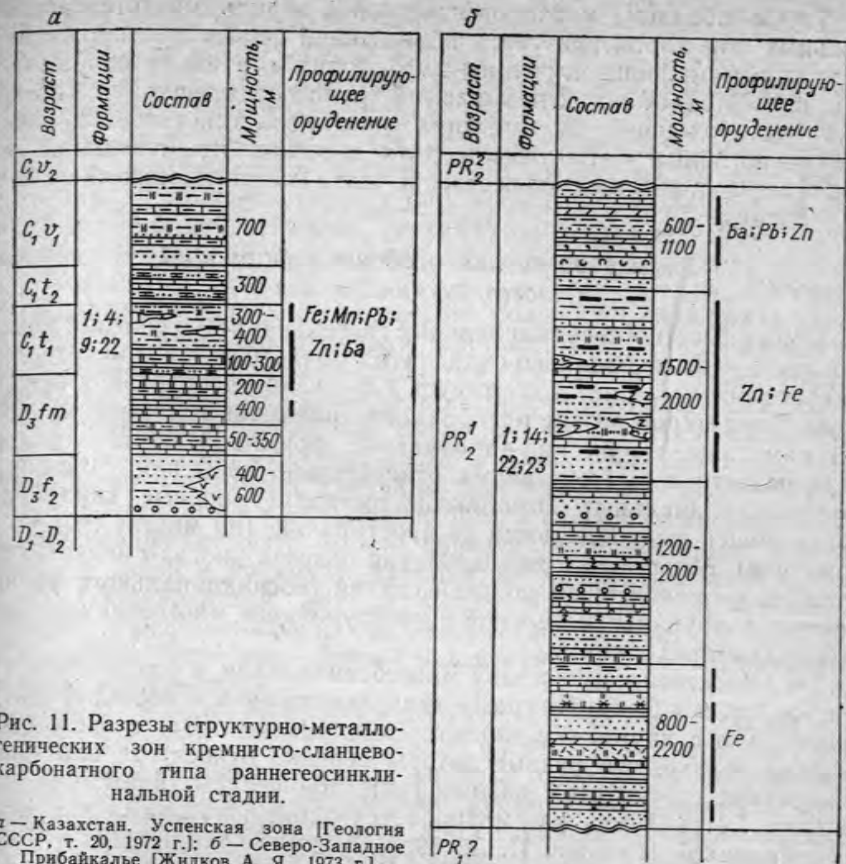


Рис. 11. Разрезы структурно-металлогенических зон кремнисто-сланцево-карбонатного типа раннегеосинклинальной стадии.

а — Казахстан. Успенская зона [Геология СССР, т. 20, 1972 г.]; б — Северо-Западное Прибайкалье [Жидков А. Я., 1973 г.].

ждения (Филизчай и Кызылдере на Кавказе (рис. 10). С «черносланцевыми» комплексами возможно выявление стратиформной золоторудной и молибден-ванадиевой минерализации.

Представителями зоны кремнисто-сланцево-карбонатного типа (железо, марганец, свинец, цинк, фосфориты) являются Успенская (Казахстан), Баргузино-Катерская, Туркино-Бамбульская и Еравнинская зоны в Забайкалье. Профиль этих зон определяют формации кремнисто-сланцевая, кремнисто-железистая (джеспилитовая), карбонатно-кремнисто-глинистая, кремнисто-карбонатная, известняковая, карбонатно-глинисто-песчаная, полимиктовая глинисто-песчаная («черносланцевая»), натриевых базальтов, реже натриевых базальтов и липаритов с характерным железомарганцевым, свинцово-цинковым и реже фосфоритовым оруденением так называемого атасуйского типа (Э. И. Кутырев и др., см. [Критерии..., 1978]) (рис. 11). В качестве второстепенных здесь могут быть отмечены проявления бокситовой карбонатной и золоторудной джаспероидной формаций.

Таким образом, металлогенический профиль миктогеосинклинальных зон характеризуется повышенной ролью месторождений металлов фемфильной группы и фосфоритов, а также полиметаллов, относящихся к так называемой группе отдаленно-вулканогенных месторождений, не имеющих отчетливой генетической связи с вулканогенным магматизмом, хотя в зонах, где последний не проявился, отмечается существенно иная металлогеническая специализация.

Зоны с развитием осадочных формаций (миогеосинклинальные)

Обширные миогеосинклинальные системы обычно слагают внешние части геосинклинально-складчатых областей. Они относительно малоподвижны. В них отсутствует или очень слабо развит вулканизм. Характерно резкое преобладание ритмично построенных терригенных или терригенно-карбонатных формаций. Интенсивность складчатости и метаморфизма относительно невысоки. Мощности миогеосинклинальных комплексов составляют первые километры при хорошей выдержанности по простиранию (на многие сотни километров). Миогеосинклинальный тип разреза иногда сменяется во времени вулканогенным поздней стадии геосинклинального развития, что затрудняет выделение и оконтуривание миогеосинклинальных складчатых систем.

По вещественному составу миогеосинклинали, с одной стороны, близко сходны со структурами типа авлакогенов и перикратонных прогибов, а с другой — с миктогеосинклиналями. Это сходство настолько велико, что разные авторы нередко относят те или иные конкретные структуры к разным геотектоническим типам. Так, например, Сетте-Дабан рассматривается одними авторами как миогеосинклиналь [Резанов И. А., 1968 г.], другие же относят эту область к перикратонным прогибам [Кириков Д. А., 1979 г.]. Сланцевые толщи южного склона Большого Кавказа одни исследователи рассматривают как флишевую миогеосинклиналь [Янов Э. Н., 1977 г.], другие — как микто- и даже своеобразную эвзону (сланцевая геосинклиналь, по Твалчрелидзе Г. А. [1977]). Подобные зоны «трогового типа» выделяет В. И. Бергер [1978] среди типичной Верхояно-Колымской миогеосинклинали.

По существу, различия между мио- и миктогеосинклиналями определяются не столько характером разреза, сколько появлением малораспространенных, но весьма характерных, как бы «типоморфных», формаций, наиболее важных с точки зрения рудоносности для той или иной зоны. Так, например, в пределах миогеосинклинальных прогибов резко подавлен или отсутствует инициальный вулканизм и редуцирована отдаленно-вулканогенная ассоциация пород кремнисто-терригенного состава. В этом заключается основное отличие рассматриваемых структур от миктогеосинклиналей. В то же время в мио- и миктогеосинклиналях широко представлены однотипные осадочные формации, что и определяет некоторое сходство металлогении этих зон.

К миогеосинклинальным зонам приурочены разнообразные стратиформные месторождения цветных и черных металлов, а также золота, магнетита, сидерита, талька, фосфоритов и бокситов. Размещение перечисленных месторождений достаточно строго контролируется такими факторами, как палеотектонический, стратиграфический и литологический. Контроль оруденения выражается в приуроченности месторождения к определенным частям разреза формаций, характеризующимся резкими изменениями состава и мощностей, повышенной углеродистостью, окремнением и др.

Зоны терригенного типа (золото, медь, свинец, цинк), характеризуются достаточно большим разнообразием слагающих их формаций: аспидная, полимиктовая глинисто-песчаная, флишеидная, известняково-глинистая сероцветная, туфоглинисто-песчаная, кремнисто-карбонатно-глинисто-песчаная и трахибазальтовая (Яно-Сугойская, Западно-Верхоянская и Южно-Верхоянская на Северо-Востоке СССР). Здесь известны немногочисленные, но достаточно типичные стратиформные месторождения цветных металлов и золота, относящиеся к так называемым черносланцевым формациям. Золото образует промышленные концентрации в связи с кремнисто-карбонатно-глинисто-песчаной формацией (Бодайбинская зона в Северо-Западном Прибайкалье). Медное и медно-цинковое оруденение ассоциирует с аспидной формацией, хотя оно более характерно для «черносланцевых» миктогеосинклиналей.

Зоны терригенно-карбонатного типа (свинец, цинк, золото, бокситы, магнетит, железо, ртуть, флюорит) характеризуются набором следующих главных осадочных формаций: известняковой, кремнисто-карбонатной, кремнисто-карбонатно-глинисто-песчаной, глинисто-песчаной сероцветной флишеидной, доломитовой и менилитовой. Гораздо реже среди них встречаются имеющие второстепенное значение осадочные формации рифовая, аспидная, углеродисто-кремнистая, а также вулканогенная трахибазальтовая (рис. 12 и 13).

Для миогеосинклиналей терригенно-карбонатного типа характерны нижеследующие рудные формации.

1. Стратиформная барит-свинцово-цинковая карбонатная формация, связанная с известняковой, кремнисто-карбонатной, доломитовой и рифовой формациями (Каратау в Южном Казахстане). Оруденение подобного типа известно также в пределах авлакогенных и перикратонных структур (Майско-Кыллахская зона, Сетте-Дабан). Полиметаллическое оруденение в зонах рассматриваемого типа иногда сопровождаются флюоритовой и марганцевой минерализацией.

2. Стратиформные магнетитовая, сидеритовая, железорудная оолитовая, флюорит-свинцово-цинковая терригенно-карбонатная, а также тальковая апокарбонатная формация (Западный склон Урала). Характерна приуроченность к известняково-доломитовой и другим доломитосодержащим формациям месторождений магнетита, талька и сидерита, а к формациям карбонатной и карбонатно-тер-

а	Возраст	Формации	Состав	Мощность, м	Профилирующее оруденение
R ₃		1; 6; 11; 15	[Схематическое изображение состава]	> 500	ГрФ
				200	
				200-900	
				400-600	
				до 2000	
				150-500	
				~150	
				200-1000	
				100-200	
				200-500, до 800	
R ₂		1; 2; 9; 11	[Схематическое изображение состава]	400-500	Au
				250-550	
				100-500	
				100-500	
				100-500	

б	Возраст	Формации	Состав	Мощность, м	Профилирующее оруденение					
D		1; 2; 9; 11	[Схематическое изображение состава]	3/5	Pb; Zn; Ba					
				~700						
				325						
				380						
				470						
				400						
				500						
				700						
				700						
				1000						
				700						
				900						
				1900						
				6						

Рис. 12. Разрезы структурно-металлогенических зон терригенно-карбонатного типа раннегеосинклинальной стадии.

а — Северное Прибайкалье. Байкало-Патомское нагорье [Перевалов О. В., 1973 г.];
б — Урал. Пай-Хой-Новоземельская зона [Кондаин О. А. и др., 1976 г.].

ригенной групп — флюорит-свинцово-цинковых месторождений (Западное Прибайкалье и др.).

3. Бокситовая карбонатная формация (СУБР и ЮУБР на Урале, месторождения Среднего Тимана).

4. Золоторудная джаспероидная (месторождение Карлин в США), киноварно-флюорит-антимонитовая джаспероидная и киноварная карбонатная формации (Зеравшано-Гиссарская зона в Средней Азии), а также свинцово-цинковые и флюорит-баритовые месторождения так называемого телетермального типа (Зеравшано-Гиссарская, Пай-Хой-Новоземельская зоны и др.). Золоторудный и ртутно-сурьмяный члены этого комплекса пространственно разобщены. Первый встречается в областях с проявлением более позднего гранитоидного магматизма, второй характерен для амагматических зон миогеосинклиналей. Незначительные по масштабам проявления полиметаллическо-баритовой ассоциации встречаются как совместно с сурьмяно-ртутной (Зеравшано-Гиссарская зона), так и обособленно (Пай-Хой-Новоземельская зона).

Краткое рассмотрение миогеосинклинальных терригенно-карбонатных и терригенных структурно-металлогенических зон свидетельствует о развитии в их пределах площадей разнообразных статиформных месторождений ртути и цветных металлов, имеющих крупные масштабы. Представляется, что при дальнейших детальных исследованиях целесообразно произвести более дробное расчленение миогеосинклиналей по структурно-вещественным признакам, взяв за основу классификацию Э. Н. Янова [1977 г.], с выделением по крайней мере четырех типов миогеосинклиналей, характеризующихся определенными сочетаниями групп формаций: 1) терригенной (с флишоидной) и карбонатной — западноуральский тип; 2) терригенной (с флишоидной) — верхояно-колымский тип, 3) карбонатной и терригенной — северокавказский тип и 4) только терригенной — сахалинский тип.

Возраст	Формации	Состав	Мощность, м	Профилирующее оруденение			
R ₂	1; 2; 6; 9; 15	[Схематическое изображение состава]	600-900	Pb; Zn Fe; Mn Cu Fe Fe; Mg; Фл; Hg Fe			
			800-1200				
			850-1100				
			1000-2300				
			800-1150				
			1500-2400				
			400-600				
			R ₁			[Схематическое изображение состава]	400-600
							400-600

Рис. 13. Разрез структурно-металлогенической зоны терригенно-карбонатного типа, нерасчлененной по стадиям.

Западный Урал. Башкирское поднятие [Ляхницкий Ю. С., 1980 г.].

Металлогенический профиль позднегеосинклиальных зон определяется широким распространением базальт-андезитового вулканизма и ритмичных осадочных толщ, возникающих соответственно в пределах так называемых островных дуг и сопряженных с ними окраин мелководных морей.

В соответствии с характером вещественного выполнения и металлогенией различаются структурно-металлогенические зоны трех типов: мафическо-салического, терригенного и терригенно-карбонатного. Формирование этих зон связано с последней стадией геосинклиального развития, фиксирующей начало дифференцированного воздымания, завершающегося общей инверсией геосинклиальных областей.

Заложение позднегеосинклиальных зон имело место либо в пределах предшествующих им раннегеосинклиальных прогибов, либо в окраинных частях срединных и краевых массивов (первые относятся к категории унаследованных, вторые — наложенных), либо, наконец, со смещениями в пограничные зоны троговых раннегеосинклиальных зон и жестких массивов. Таким образом, формирование их происходило на коре континентального типа. По латерали рассматриваемые зоны граничат со срединными массивами и с миоэонами, а также с зонами орогенов и активизации складчатых областей предшествующих циклов.

Как показывает анализ строения геосинклиальных складчатых областей, не установлено строгой зависимости между составом и строением позднегеосинклиальных и предшествующих им раннегеосинклиальных зон. С одной стороны, существуют зоны как бы унаследованного типа, где инициальный вулканизм сменяется вулканической деятельностью островодужного типа (Восточный склон Урала, Камчатка и др.) или существенно терригенные и карбонатно-терригенные разрезы соответственно наращиваются флишеидными терригенными и существенно карбонатными образованиями. С другой стороны, наблюдаются противоположные тенденции. Так, флишевые зоны могут развиваться после типичных вулканогенных (Джидинская зона в Западном Забайкалье и др.) и в то же время поздний вулканизм следует за типичными многогеосинклиальными зонами (Северо-Восток СССР). В пределах срединных и краевых массивов иногда развиваются так называемые безначальные геосинклиальные зоны.

В качестве отдельных частных закономерностей можно отметить отсутствие или слабое развитие позднегеосинклиальных отложений терригенно-карбонатного состава в эвгеосинклиальных камчатского типа и позднегеосинклиальных вулканитов в «сланцевых геосинклиальных» средиземноморского типа. Независимо от того, каким было строение эвгеосинклиальных зон на позднегеосинклиальной стадии, их развитие всегда завершается образованием интрузий тоналит-плагиогранит-гранодиоритовой формации. В итоге можно констатировать, что любой из трех выделенных типов

позднегеосинклиальных зон (вулканогенный, терригенный, терригенно-карбонатный) может продолжить развитие как эв-, так и микто- и многогеосинклиальных зон. При этом (на современном уровне знаний) металлогения этих зон практически не различается. Поэтому выделение всех трех типов позднегеосинклиальных зон, соответственно постэв-, постмикто- и постмногогеосинклиальных, оправданно (в настоящее время) лишь для отражения истории развития этих структур.

Зоны с преимущественным развитием вулканических формаций

Зоны мафическо-салического типа (железо, медь, свинец, цинк, сера, алюминий) отличаются наибольшим разнообразием среди позднегеосинклиальных зон как слагающих их геологических формаций, так и связанных с ними рудных месторождений. Геологические образования этих зон представлены формациями: базальт-андезитовой, полимиктовой глинисто-песчаной, флишевой, флишеидной, парамолассовой, карбонатно-глинисто-песчаной, кремнисто-диатомитовой, туфопесчано-конгломератовой, туфоглинисто-песчаной и др.

По характеру минерализации выделяются два подтипа зон. Профилирующее оруденение первого принадлежит к серноколчеданной и полиметаллической колчеданной (тип Куроко), алунитовой, самородной серы, медно-молибденовой порфировой, золото-серебряной и железорудной скарновой и гидросиликатной формациями. Первые четыре составляют единый ряд формаций, наиболее типичный для Тихоокеанского пояса, где эти месторождения связаны с базальт-андезитовым вулканизмом (рис. 14). Полиметаллические руды локализуются преимущественно в осадочно-туфогенных породах, а золото-серебряные и серные — в пределах вулканических толщ, тяготеют к субвулканическим и экструзивным фациям.

Ко второму принадлежат зоны развития железорудных месторождений, сопровождаемых проявлениями меди, полиметаллов, золота и молибдена. Месторождения этой группы часто связывают с диорит-гранодиоритовым интрузивным магматизмом и полагают, что эффузивы играют роль лишь первичных концентраторов железа. Типичным представителем этого подтипа зон является Валерьяновская в Тургае, которая, однако, возможно, принадлежит к наложенным (вторичным) раннегеосинклиальным.

Зоны с развитием осадочных формаций

Зоны терригенного типа (угли) характеризуются широким развитием флишевой, флишеидной, парамолассовой, угленосной формаций (рис. 15). В структурно-металлогенических зонах известны многочисленные и разнообразные рудные месторождения, связанные с проявлением позднегеосинклиального и орогенного

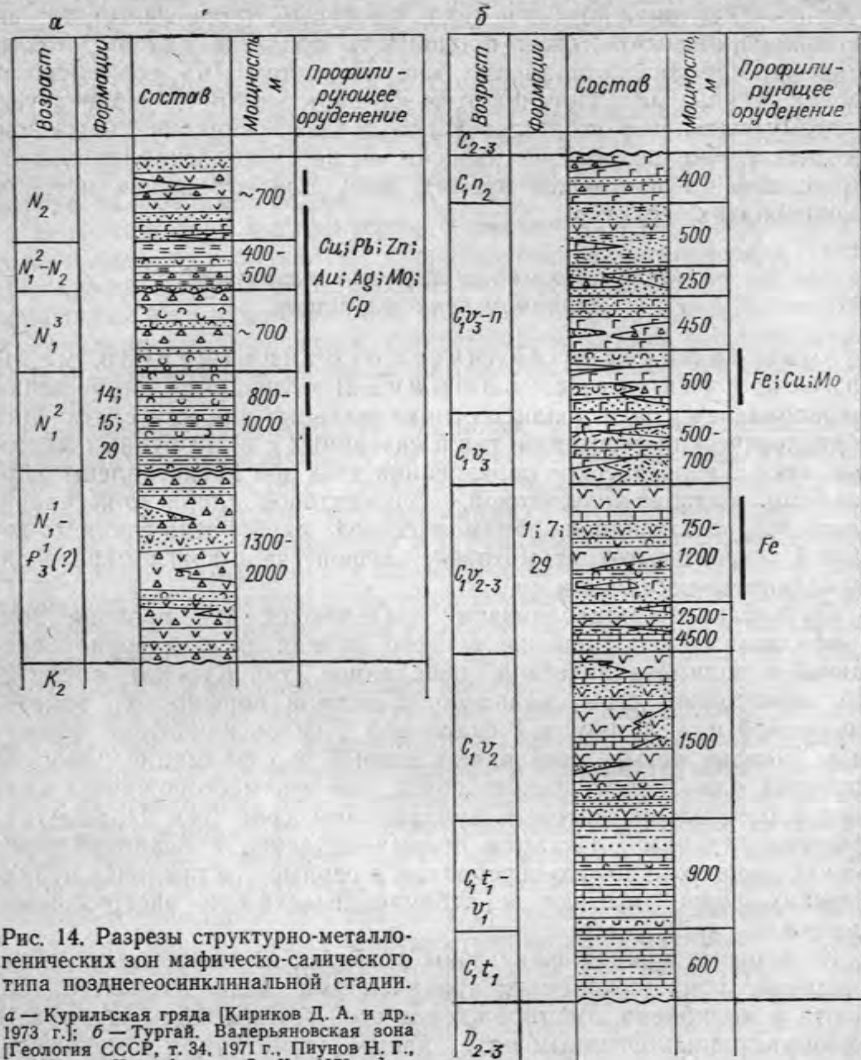


Рис. 14. Разрезы структурно-металлогенических зон мафическо-салического типа позднегеосинклинальной стадии.

а — Курильская гряда [Кириков Д. А. и др., 1973 г.]; б — Тургай, Валерьяновская зона [Геология СССР, т. 34, 1971 г., Пнунов Н. Г., 1978 г., Ксенофонов О. К., 1979 г.].

гранитоидного магматизма. Осадочные толщи при этом играют роль благоприятной вмещающей среды (преимущественно карбонат- и углесодержащие породы) или могут рассматриваться как источник рудных компонентов, в частности олова, бора, золота, возможно, меди, свинца и цинка [Лугов С. Ф., 1962 г.]. Собственно стратиформное оруденение в позднегеосинклинальных зонах такого типа представлено мелкими месторождениями углей. К этому типу относятся зоны Инъяли-Дебинская (Якутия), Центральносаянская (Западный Саян), южного склона Большого Кавказа и др.

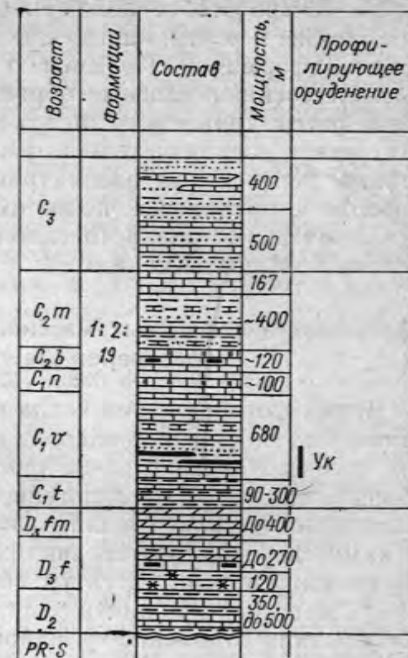
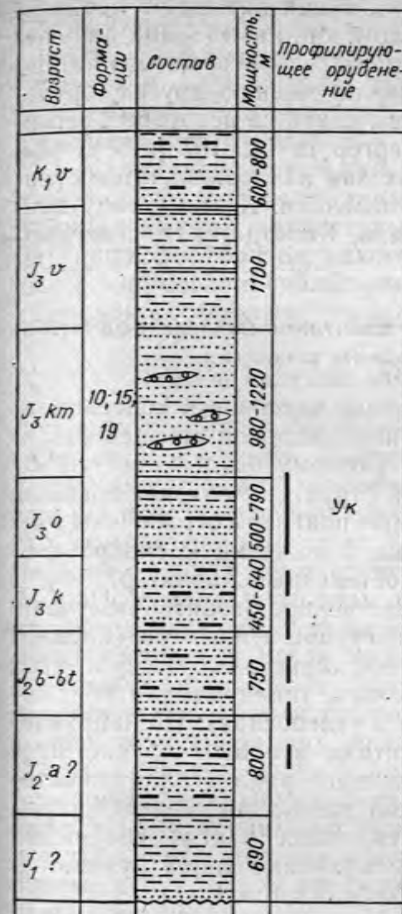


Рис. 15. Разрез структурно-металлогенической зоны терригенного типа позднегеосинклинальной стадии.

Якутия. Полоусенская зона [Кириков Д. А. и др., 1973 г.].

Рис. 16. Разрез структурно-металлогенической зоны терригенно-карбонатного типа позднегеосинклинальной стадии.

Западный склон Урала [Геологическое строение СССР, т. 1, 1968, Геология СССР, т. 12, ч. 1, 1969 г.].

Зоны терригенно-карбонатного типа (бокситы, угли) характеризуются присутствием известняковой, рифовой, карбонатно-глинисто-песчаной, угленосной формаций. Меньшее значение здесь имеют наиболее характерные для предыдущего типа флишевая, флишеидная и парамолассовая формации. К стратиграфическим перерывам в известняках приурочены концентрации бокситов. В карбонатно-терригенных отложениях этих зон локализуются небольшие месторождения углей паралического типа (рис. 16). В зонах терригенно-карбонатного типа известны часто весьма многочисленные, но обычно мелкие месторождения меди, свинца, цинка неясной формационной принадлежности. Вероятно, большая часть из них сформировалась уже на постгеосинклинальных стадиях.

Несколько особое положение в этих зонах занимают проявления сурьмы и ртути, иногда с флюоритом, так называемой джаспероидной формации. По мнению одних исследователей, это типичные внегеосинклинальные образования, по мнению других, оруденение рассматриваемого типа, во всяком случае в некоторых регионах, имеет доскладчатый возраст [Бергер В. И., 1978]. В целом, однако, перспективы рассматриваемых зон на доскладчатое стратиформное оруденение, по-видимому, невелики. К этому типу принадлежат зоны западного склона Урала, Копетдагская, северного склона Большого Кавказа.

Зоны чехла срединных массивов и геоантиклинальных поднятий, нерасчлененные по стадиям развития

Время формирования чехла срединных массивов и конседиментационных поднятий совпадает с геосинклинальной стадией развития соседствующих с ними прогибов. Поэтому оруденение тесным образом связано с металлогенезом этих структур. Хотя, как правило, срединные массивы и геоантиклинальные поднятия ограничены разломами, переход от геосинклинальных отложений к синхронным образованиям этих структур носит постепенный характер.

На массивах и поднятиях преимущественное развитие получают образования отдаленно-вулканогенной группы формаций (кремнисто-карбонатная, кремнисто-карбонатно-глинисто-песчаная и др.). Иногда в их пределах отлагаются толщи, типичные для постгеосинклинальных стадий (молассоидная и угленосная). По направлению от осевых частей трогов к поднятиям в общем случае происходит смена полно дифференцированного ряда «спилит-кератофировой» группы формаций через контрастно дифференцированные на натриевые липариты. В центральных частях срединных массивов преимущественное развитие получают лишь вулканические формации натриевых базальтов и трахибазальтов.

Все это и определяет минерагению вулканогенно-осадочного чехла срединных массивов и геоантиклинальных поднятий. С кремнисто-карбонатными и кремнисто-терригенно-карбонатными отложениями ассоциируют месторождения железорудной кремнисто-гематитовой, марганцевой кремнисто-карбонатной браунит-гаусманит-родонитовой, сидеритовой и фосфоритовой кремнисто-карбонатной рудных формаций.

С вулканогенными образованиями связаны сравнительно мелкие проявления серно-полиметаллической колчеданной, серноколчеданной и медно-цинковой колчеданной формаций. К перерывам среди карбонатных отложений приурочены месторождения бокситов и магнезита.

В составе чехла срединных массивов и геоантиклинальных поднятий можно условно выделить два типа зон: с развитием осадочных формаций и вулканических и с преимущественным развитием осадочных формаций. Для вулканогенно-осадочного ряда характерны серноколчеданная, медно-цинковая колчеданная, железорудная

кремнисто-гематитовая, марганцевая браунит-гаусманит-родонитовая кремнисто-карбонатная рудные формации, для карбонатно-терригенного — флюорит-свинцово-цинковая терригенно-карбонатная, бокситовая карбонатная, фосфоритовая кремнисто-карбонатная, сидеритовая, магнезитовая, киноварно-флюорит-антимонитовая джаспероидная формации.

В целом для структурно-металлогенических зон чехла срединных массивов и геоантиклинальных поднятий, соседствующих с эвгеосинклиналями, характерны сравнительно мелкие месторождения марганца, фосфоритов, алюминия, железа. В структурах, пограничных с миогеосинклинальными зонами, ведущими являются месторождения фосфоритов, бокситов, сидерита.

ЗОНЫ СЕКУЩИХ (ПЛУТОГЕННЫХ) КОМПЛЕКСОВ

Структурно-металлогенические зоны с оруденением, ассоциирующим с секущими (плутоническими) комплексами, обладают целым рядом общих особенностей, которые позволяют рассматривать их отдельно от зон с развитием согласных стратифицированных комплексов (см. табл. 3). Необходимость обособленного выделения секущих зон диктуется нижеизложенным.

1. Поскольку плутонизм развивается на глубинах до 5—6 км от поверхности, секущие формации и связанное с ними оруденение могут находиться среди различных согласных структурно-формационных комплексов, не будучи с ними генетически связанными. В соответствии с этим границы близодновозрастных зон секущего и согласного типов, как правило, не совпадают друг с другом. В одних случаях секущие зоны распространены значительно шире рудоносных вулканогенно-осадочных структур, в других охватывают лишь сравнительно незначительные их части. В первом случае зоны с секущим оруденением накладываются на консолидированные структуры более ранних стадий и этапов развития земной коры вне пределов геосинклинальных структур, во втором оруденение рассматриваемого типа локализуется в виде узких линейных зон вдоль систем глубинных разломов. Границы структурно-металлогенических зон секущего типа зачастую носят достаточно условный характер и определяются ареалами распространения магматических тел той или иной интрузивной формации.

2. Оруденение, связанное с секущими (плутоническими) формациями, характеризуется специфическими особенностями состава, структуры и в первую очередь условиями локализации. В пределах секущих зон месторождения формируются либо непосредственно в интрузивных телах, либо в ареале их воздействия (контактового и гидротермально-метасоматического).

К первому типу относятся месторождения главным образом собственно магматического генезиса, частично гидротермальные высокотемпературные, локализующиеся среди различно дифференцированных интрузивных тел ультрамафического и мафического состава. Сюда относятся хромитовое, платиновое, титаномагнетито-

вое, медно-никелевое оруденение. К этому типу могут быть отнесены также месторождения редких металлов, флогопита, железных руд, апатита в щелочных интрузиях, алмазов в кимберлитах, редких металлов и керамического сырья в пегматитах.

Ко второму типу принадлежат преимущественно контактово-метасоматические, грейзеновые и гидротермальные жильные месторождения. Среди них наибольшее значение имеют скарновые железорудные, скарновые полиметаллические и редкометальные месторождения, концентрации редких металлов в грейзеновых зонах, золотое и редкометальное оруденение жильного типа.

Со всеми этими особенностями связаны и различные критерии прогноза оруденения стратифицированных и секущих структурно-металлогенических зон.

Обширный класс геосинклинальных секущих структурно-металлогенических зон по особенностям вещественного состава и соответственно рудоносности разделяется на две группы. Первая из них генетически связана с развитием эвгеосинклиналей, вторая — мио- и миктогеосинклиналей.

Зоны раннегеосинклинальной стадии

Металлогеническая специализация этих зон определяется тем, что в их строении ведущую роль играют интрузивные тела ультрамафического и мафического семейства. Для них в первую очередь характерны месторождения хромитов, платины, асбеста и в меньшей мере железа, титана, меди, ванадия, никеля. Эти месторождения ассоциируют с телами дунит-перидотитовой, дунит-клинопироксенит-габбровой, перидотит-пироксенит-норитовой, габбро-диабазовой и габбро-диорит-плагногранитовой формаций.

Зоны ультрамафического типа (хром, асбест) связаны с ареалами развития массивов дунит-перидотитовой формации. Они размещаются в пределах эв- и миктогеосинклинальных прогибов раннегеосинклинальной стадии. Рудоносные «интрузии» пространственно сопряжены с вулканитами «спилит-кератофировой» и кремнистой групп формаций, вместе с которыми относятся к «офиолитовому комплексу» и иногда рассматриваются как выступы основания геосинклинальных прогибов. Отдельные массивы дунит-перидотитовой формации встречаются среди вулканогенно-осадочных образований позднегеосинклинальной стадии, где являются ксеногенными. Проникновение их в породы верхнего структурного этажа обычно связывается с протрузией по разломам (Урал, Корякия и др.). Цепочки массивов дунит-перидотитовой формации приурочены к глубинным разломам, по протяженности соизмеримым с геосинклинальными складчатыми зонами, и образуют выдержанные пояса. Последние обычно приурочены к границам геосинклинальных прогибов с геоантиклинальными поднятиями и срединными массивами; часто они размещаются по границам разнотипных или разновозрастных геосинклинальных прогибов.

Ведущими рудными формациями, связанными с дунит-перидотитовой формацией, являются хромитовая с платиноидами и хризотил-асбестовая. Хромитовое оруденение обычно приурочено к малоизмененным горизонтам дунитов в слабо стратифицированных гипербазитовых массивах (Кемпирсайское, Сарановское месторождения Урала). В хромитовых массивах обычно присутствует примесь платины и платиноидов.

Все крупные хризотил-асбестовые месторождения приурочены к серпентинизированным ультрамафитам (Баженовское на Урале, Актотракское на Западном Саяне). В нацело серпентинизированных массивах встречаются лишь мелкие месторождения. Максимально асбестоносными являются алогарцбургитовые серпентиниты. Аподунитовые серпентиниты промышленного оруденения не содержат, тем самым промышленное хромитовое и асбестовое оруденение, как правило, пространственно разобщено.

Месторождения тальковой, золоторудной лиственитовой, ртутной метациннабарит-киноварной лиственитовой, вермикулит-гидрофлогопитовой, бурожелезняковой и силикатно-никелевой формаций пространственно приурочены к зонам рассматриваемого типа, но связаны с более поздними наложенными процессами метасоматизма и гипергенеза преимущественно орогенного и активизационного этапов.

Структурно-металлогенические зоны ультрамафического типа наиболее характерны для первичных эвгеосинклиналей, слабо представлены во вторичных эвгеосинклиналях, в кремнисто-сланцевых и кремнисто-сланцево-карбонатных миктогеосинклиналях и отсутствуют в сланцевых миктогеосинклиналях и миогеосинклиналях.

Зоны мафическо-ультрамафического типа (платина, титан, железо, медь, ванадий) связаны с ареалами развития массивов дунит-клинопироксенит-габбровой формации. Эти зоны известны только в пределах эвгеосинклиналей полно дифференцированного и контрастно дифференцированного типов, где по структурному положению они аналогичны зонам развития пород дунит-перидотитовой формации. Образования обеих рассматриваемых формаций, как правило, пространственно разобщены, хотя зоны их развития нередко контролируются одной и той же системой глубинных разломов.

В строении массивов дунит-клинопироксенит-габбровой формации принимают участие породы ультраосновного состава (дуниты, верлиты, клинопироксениты) и основного (габбро, горнblendиты, анортозиты), рассматриваемые некоторыми исследователями [Ефимов А. А., Ефимова Л. П., 1967 г.] как две самостоятельные ассоциации.

С мафическо-ультрамафической ассоциацией, слагающей небольшие ядра интрузивных массивов, связаны проявления хром-платиновой формации (Гора Соловьева на Среднем Урале). Медно-титан-ванадиевое оруденение приурочено к породам мафического состава, слагающим крупные псевдостратифицированные тела. В некоторых массивах более полно проявлено железо-титано-

вое оруденение (Маткальское месторождение на Урале, Лысанское в Восточном Саяне), в других наряду с железным и титановым проявляется медное оруденение (Волковское месторождение на Среднем Урале), в третьих фиксируется относительно высокое содержание ванадия (Первоуральское месторождение на Среднем Урале, Чинейское в Восточном Забайкалье). Оруденение пластового типа размещается исключительно в пределах псевдостратифицированных габброидных массивов.

К этому типу зон относится так называемый Платиноносный пояс Урала (Тагило-Магнитогорская зона), Талово-Пикульнейская зона в Корякии, ареал развития массивов чинейского комплекса в Кодаро-Удоканском районе, лысанского в Восточном Саяне и др.

Зона ультрамафическо-мафического типа (никель, медь, титан, платина) связаны с ареалами распространения перидотит-пироксенит-норитовой формации. Они локализируются преимущественно в пределах поднятий среди эвгеосинклиналей и контролируются зонами разломов. По времени образования они близки к становлению дунит-перидотитовой формации.

Рудоносные массивы представляют собой в различной степени дифференцированные, часто ритмично расслоенные тела. Медно-никелевое оруденение в них представлено двумя типами. Сингенетические руды образуют пластовые залежи в придонных частях массивов и «висячие» горизонты в ультрамафических дифференциатах. Эпигенетические руды представляют собой жилообразные тела, дискордантные по отношению к внутренним структурам массивов. Наряду с медно-никелевой в массивах перидотит-пироксенит-норитовой формации установлена платиновая минерализация. Для некоторых массивов характерно титаномагнетитовое оруденение, причем, как правило, в таких случаях отсутствует медно-никелевое, хотя в отдельных массивах присутствуют руды того или другого типа.

Наиболее интенсивно расслоенные интрузии проявились в докембрийских складчатых областях, среди которых известны и наиболее крупные месторождения никеля и меди.

В пределах Советского Союза никеленосные интрузии рассмотренного типа распространены в Северном Казахстане, Северном Забайкалье, Западном и Восточном Саяне и ряде других регионов.

Зоны мафического типа (титан, медь) связаны с ареалами распространения малых тел габбро-диабазовой формации, образующих широкие протяженные пояса в пределах раннегеосинклинальных структур всех типов. В эвгеосинклинальных областях их обычно рассматривают в качестве субвулканической фации вулканогенных образований.

С телами габбро-диабазов ассоциируют мелкие месторождения и рудопроявления титаномагнетитового, сульфидного медно-никелевого и медно-пирротинового состава. Рудные объекты обычно связаны с крупными и дифференцированными телами габбро-диабазов (рудопроявления южного склона Большого Кавказа, Вишерский район на Урале и др.). Промышленных концентраций, да и то

в редких случаях, достигает лишь титаномагнетитовое оруденение (Кусинское месторождение на Урале).

Зоны мафическо-салического типа (железо, медь) связаны с интрузиями габбро-диорит-плагногранитовой формации. Наиболее уверенно они выделяются в настоящее время лишь в пределах Вайкоринской (Урал), Северо-Саянской (Западный Саян) и Муйской зон (Северо-Западное Прибайкалье). Внедрение этих гранитоидов завершает раннегеосинклинальную стадию развития первичных эвгеосинклинальных прогибов, где они приурочены к зонам типа центральных и краевых поднятий, в понимании В. В. Белоусова [1975 г.]. С интрузиями рассматриваемой формации ассоциирует скарновое магнетитовое, иногда с медью (Полярный Урал), железорудное альбититовое (Западный Саян) и золото-кварцевое (?) оруденение относительно небольшого масштаба. По данным В. В. Богацкого [1959 г.], с майским «габбро-плагногранитовым» комплексом Северо-Саянской зоны связаны мелкие проявления меди и полиметаллов неясной формационной принадлежности; по В. М. Сергиевскому [1968 г.], на Полярном Урале в интрузиях рассматриваемого типа отмечено присутствие молибденита. В целом необходимо отметить, что металлогеническая специализация габбро-диорит-плагногранитовой формации изучена явно недостаточно.

Зоны позднегеосинклинальной стадии

Позднегеосинклинальная стадия является эпохой развития мощного гранитоидного магматизма, связанного с общей инверсией геосинклинального режима. Развитие эвгеосинклинальных зон завершается становлением интрузивных масс тоналит-плагногранит-гранодиоритовой формации, а миегеосинклинальных — гранит-гранодиоритовой. В миктогеосинклиналях инверсионные гранитоиды также относятся к гранит-гранодиоритовой формации; им, однако, присущи отдельные черты сходства с интрузиями тоналит-плагногранит-гранодиоритовой формации. В пределах дофанерозойских складчатых областей место инверсионных гранитов занимают мигматит-гранитовые и мигматит-плагногранитовые формации. Интрузии мафического семейства позднегеосинклинальной стадии резко угнетены.

Главнейшими видами полезных ископаемых этой стадии, связанных с гранитоидным магматизмом, являются железо, отчасти медь, золото, олово, вольфрам, которые сопровождаются широким спектром относительно второстепенных компонентов: молибден, висмут, бор, флюорит, кобальт, мышьяк, свинец, цинк, сурьма, горный хрусталь, тальк, флогопит, вермикулит.

С базитовым магматизмом связаны главным образом месторождения титана, железа и высокоглиноземистого сырья. Этот основной спектр полезных ископаемых является общим как для эв-, так и для мие- и миктогеосинклиналей. Их металлогения различается по удельному весу тех или иных полезных ископаемых,

развитых в их пределах, и по набору формационных типов месторождений. В эвгеосинклиналях ведущими являются железо и золото, в миогеосинклиналях — олово, вольфрам, золото, а миктогеосинклинали занимают промежуточное положение.

Зоны мафическо-салического типа (железо, золото, вольфрам, молибден, медь) оконтуривают ареалы развития последовательного ряда интрузий сиенит-габбровой, габбро-диорит-гранодиоритовой и тоналит-плагиогранит-гранодиоритовой формаций, последняя из которых является ведущей. Становление всех этих интрузий происходило при завершении геосинклинального процесса в период инверсии.

Крупные массивы тоналит-плагиогранит-гранодиоритовой формации размещаются в пределах как трогов, так и геантиклинальных поднятий, где часто преобладают. Более мелкие дифференцированные тела сиенит-габбровой формации располагаются чаще всего в зонах поднятий или в пределах срединных массивов. Мелкие, часто дайкообразные тела, образующие линейные пояса, тяготеют к осевым частям геосинклинальных прогибов.

С интрузиями сиенит-габбровой формации связаны апатит-титан-железорудные месторождения, которые локализируются исключительно в пределах массивов. Размеры их сравнительно невелики, оруденение этого типа, редко достигающее промышленных масштабов, известно в Кузнецком Алатау, Восточном Саяне, на Среднем Урале.

С тоналит-плагиогранит-гранодиоритовой формацией ассоциирует группа скарновых месторождений железа, меди, вольфрама, молибдена, полиметаллов и золота. В пределах геосинклинальных трогов преобладает железорудная скарновая формация, часто кобальтоносная. На поднятиях и в краевых частях эвгеосинклиналей с интрузиями этого типа связаны молибден-вольфрамовая скарновая с золотом и полиметаллическая скарновая формации. Эти месторождения размещаются преимущественно в экзоконтактах интрузивных массивов.

Особая группа медно-молибденовых месторождений, ассоциирующих с тоналит-плагиогранит-гранодиоритовой формацией, образуется в результате пространственного совмещения нескольких магматических формаций. В пределах геосинклинальных трогов месторождения этого типа возникают при воздействии тоналитовых интрузий на эффузивы «спилит-кератофировой» группы формаций. Для этих месторождений характерно преобладание меди над молибденом (так называемый бошекульский тип [Критерии..., 1978 г.]). Оруденение приурочено к экзоконтактовым зонам интрузивных тел.

На поднятиях и вблизи них медно-молибденовые месторождения формируются в пределах массивов тоналит-плагиогранит-гранодиоритовой формации под влиянием более поздних интрузий орогенного или активизационного этапов. В этих месторождениях молибден, как правило, резко преобладает над медью (сорский тип). Рудные концентрации локализируются в породах тоналит-

плагиогранит-гранодиоритовой формации и в телах орогенных интрузий.

Тоналит-плагиогранит-гранодиоритовая и габбро-диорит-гранодиоритовая формация сопровождаются золоторудными месторождениями золоторудной сульфидной, золоторудной кварцевой (малосульфидной) и золото-сурьмяной березитовой формаций. Первая из них наиболее типична для тоналит-плагиогранит-гранодиоритовой, а вторая и третья, образующие непрерывный ряд, — для габбро-диорит-гранодиоритовой. Золото-сурьмяные месторождения эвгеосинклиналей достигают крупных размеров лишь в докембрийских областях. В крупных массивах золото оруденение размещается преимущественно в экзоконтактах, а в мелких телах — в них самих и в зонах ближайшего контакта.

Таким образом, ведущими полезными ископаемыми рассмотренного типа являются железо, золото, вольфрам, молибден, медь. К числу структурно-металлогенических зон с преобладанием железного оруденения принадлежат Тагило-Магнитогорская (Урал), Валерьяновская (Тургай), Тельбесская (Кузнецкий Алатау), Еравнинская (Забайкалье), Сомхето-Карабахская (Кавказ) и др. В пределах Восточно-Уральского поднятия, Кузнецкого Алатау и Казахстана ведущим является золотое оруденение. Редкометалльные месторождения развиты в пределах Восточно-Уральского поднятия, в Кузнецком Алатау, Западном Забайкалье. Медно-молибденовые месторождения рассмотренных типов известны на Полярном и Южном Урале, в Казахстане, Кузнецком Алатау, на Северо-Востоке Тувы, в Анюйской зоне Северо-Востока СССР.

Зоны салическо-мафическо-салического типа (вольфрам, молибден, флюорит, олово, золото, сурьма) сопряжены с ареалами развития интрузий габбро-диорит-гранодиоритовой и гранит-гранодиоритовой формаций, из которых последняя по объему магматических масс является преобладающей. Они принадлежат к мио- и миктогеосинклиналям и составляют единый латеральный ряд с формациями позднегеосинклинальной стадии эвгеосинклиналей. Габбро-диорит-гранодиоритовая формация развита почти исключительно в пределах терригенных и карбонатно-терригенных прогибов, а гранит-гранодиоритовая — в прогибах, поднятиях и срединных массивах. Следует отметить, что хотя сининверсионные интрузии мио- и миктогеосинклинальных зон объединены в единую гранит-гранодиоритовую формацию, они различаются по составу и минерагенической специализации. В миктогеосинклиналях, а также в пределах срединных массивов, соседствующих с эвгеосинклиналями, эти интрузии обладают заметным сходством с тоналит-плагиогранит-гранодиоритовой формацией, что приводит к увеличению роли золота, железа, меди в их минерагенической специализации.

С габбро-диорит-гранодиоритовой формацией связываются месторождения золоторудной сульфидной и золото-сурьмяной березитовой формаций в областях фанерозойского возраста. К ним принадлежат зоны Северо-Востока СССР, Приморья и др.

В зонах развития мощных кремнисто-карбонатно-терригенных толщ известны проявления стратиформного золоторудного джаспероидного оруденения, которые не обнаруживают связи с магматизмом. По мнению И. В. Кунаева [1978 г.], подобного типа оруденение приурочено к тем зонам, где распространены интрузии гранитоидов натриевого ряда.

С гранит-гранодиоритовой формацией ассоциирует широкий спектр месторождений редких металлов и флюорита, резко подчиненное значение имеют месторождения железа и кобальта. К первой группе относятся редкометалльная пегматитовая (олово, вольфрам, молибден), молибденовая апогранитовая, олово-вольфрамовая кварцевогрейзеновая, редкометалльно-флюоритовая грейзеновая (вольфрам, молибден), вольфрамовая кварц-полевошпатовая гумбеитовая формации. В миктогеосинклиналиях вольфрам-молибденовые месторождения сопровождаются рудопроявлениями мышьяка и золота. Сравнительно редко, и главным образом в миктогеосинклиналиях, с гранит-гранодиоритовой формацией связаны небольшие по масштабам проявления редкометалльно-железородной скарновой и сульфарсенидно-кобальтовой формаций.

Отнесение редкометалльного оруденения к рассмотренным структурно-металлогеническим зонам затруднительно, так как крупные рудные концентрации, развитые в этих зонах, как правило, связаны с гранитовыми интрузиями орогенного и активизационного этапов, прорывающими массивы гранит-гранодиоритового состава. Статистические подсчеты, проведенные для Центрального Казахстана и Забайкалья [Марков К. А., Никитин Н. В., 1978 г., Денисенко В. К., 1978 г.], показывают, что крупные редкометалльные месторождения орогенного и активизационного этапов возникают в пределах лишь тех зон, где им предшествовал гранитовый магматизм и редкометалльное оруденение позднегеосинклинальной стадии. Таким образом, можно полагать, что крупные и уникальные редкометалльные месторождения могут возникать лишь тогда, когда в одной зоне инверсионные и постинверсионные интрузии образуют единый направленный формационный ряд.

В итоге ведущий металлогенический профиль структурно-металлогенических зон интрузивных комплексов позднегеосинклинальной стадии мио- и миктогеосинклиналей определяется месторождениями золота и редких металлов. К числу золоторудных провинций этого типа принадлежат Верхояно-Колымская и Енисейская. В качестве редкометалльных провинций можно назвать Восточно-Калбаинскую (Казахстан), Гиссарскую (Тянь-Шань), Колымскую (Северо-Восток СССР) и отдельные районы Приморья и Забайкалья.

* * *

Как показал анализ геосинклинальных структур, традиционное их подразделение на эв-, микто- и миозоны недостаточно, так как только в самых общих чертах соответствует распространению реально наблюдаемых типовых рудных ассоциаций.

Произведенное в работе значительно более дробное расчленение геосинклинальных структур, основанное на учете особенностей состава стратифицированных вулканогенных и осадочных толщ, а также интрузивных образований, позволило выделить типовые структурно-формационные зоны с характерными присущими только им ассоциациями рудных формаций.

Закономерное повторяющееся во времени и в пространстве сочетание геологических формаций послужило важным критерием разделения и классификации геосинклинальных структур.

Следует, однако, подчеркнуть, что проведенные исследования в настоящее время нельзя признать исчерпывающими. В частности, представляется необходимым более детальное расчленение миеосинклинальных зон. Это расчленение должно учитывать, с одной стороны, условия их заложения и формирования с позиций неомобилизма, а с другой — более тонкие особенности их состава и структуры, влияющие на металлогеническую специализацию.

Глава 3

СТРУКТУРНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ЗОНЫ ОРОГЕНОВ И ОБЛАСТЕЙ АКТИВИЗАЦИИ (ПОВТОРНЫХ ОРОГЕНОВ)

Орогенные структуры формируются на завершающих этапах развития геосинклинальных подвижных поясов в период их общего воздымания и консолидации. Структуры активизации обычно закладываются на уже консолидированном фундаменте складчатых областей или платформ. Однако общими специфическими чертами обоих рассматриваемых режимов является резкая контрастность тектонических движений и их значительная амплитуда на фоне общей тенденции к воздыманию.

Контрастность тектонических движений приводит, с одной стороны, к повышению активности денудационных процессов, с другой — к возникновению наложенных аккумулятивных структур (межгорных впадин), в строении которых ведущую роль играют грубокластические осадочные отложения, субаэральные вулканиты и ассоциирующие с ними гипабиссальные интрузивные образования. Нередко орогенный и активизационный режимы рассматривают совместно как единый режим сводово-глыбовых движений [Карпова Е. Д., 1968 г., Горжевский Д. И., Козеренко В. Н., 1967 г.]. Как показывают детальные сопоставления, проведенные в последние годы, осадочные, вулканические и плутонические формации орогенных и активизационных структур весьма близки между собой по составу и образуют во времени сходные формационные ряды. Все эти данные позволяют рассматривать особенности металлогении зон орогенеза и тектоно-магматической активизации совместно, оговаривая в каждом случае существующие различия.

Орогенные и активизационные структуры по своему тектоническому положению и составу подразделяются на аккумулятивные осадочные и вулканогенно-осадочные межгорные впадины и зоны внеаккумулятивных структур с развитием интрузивного магматизма.

По времени своего заложения и особенностям развития орогенные и активизационные (повторно орогенные) структурно-формационные зоны подразделяются на зоны ранней и поздней стадий. Для ранней стадии характерно развитие осадочных, вулканических и плутонических формаций, для поздних — только осадочных (табл. 4).

Раннеорогенные и раннеактивизационные структуры, в пределах которых широко проявлен магматизм, целесообразно в свою очередь подразделять на типы по условиям их развития — на салическое или мафическое основание, так как эти особенности существенно влияют на характер эндогенной металлогении.

ЗОНЫ СОГЛАСНЫХ СТРАТИФИЦИРОВАННЫХ КОМПЛЕКСОВ

Простирающие осадочных и вулканогенно-осадочных орогенных впадин часто носит унаследованный план развития, совпадающий с простирающим геосинклинальных прогибов. Структуры активизации в большинстве случаев дискордантны по отношению к складчатому фундаменту (Хингано-Олонойская, Баджальская, Омсукчанская впадины).

Как правило, для межгорных орогенных и активизационных структур отмечается симметрично-зональное строение слагающих их осадочных и вулканогенно-осадочных формаций. По латерали с приближением к осевым частям прогибов грубообломочные фации горных пород сменяются все более тонкозернистыми. Вулканы обычно приурочены к средним частям разрезов рассматриваемых впадин.

Размеры орогенных и активизационных структур на современном эрозионном срезе весьма разнообразны и колеблются в очень широких пределах — от первых сотен квадратных километров до 1 млн. км². Наиболее обширными являются неогеновые активизационные структуры, выполненные осадочными формациями. Мощность разрезов осадочных впадин также колеблется в очень широких пределах — от многих километров (12 км — Минусинская впадина) до первых сотен метров.

Основные типы осадочных и вулканогенно-осадочных впадин различаются по своим металлогеническим особенностям. Так, для осадочного типа орогенных и активизационных структур характерны стратифицированные и стратиформные месторождения меди, фосфоритов, серы, солей и углей. Для вулканогенно-осадочных впадин наиболее типичны телетермальные месторождения золота, серебра, флюорита и др.

Зоны раннеорогенной (раннеактивизационной) стадии с преимущественным развитием вулканических формаций

Минералогия орогенных и активизационных вулканогенно-осадочных впадин в большой степени определяется составом вулканитов и складчатого основания, на котором закладывались (развивались) рассматриваемые структуры. Для андезитовидного типа вулканогенных структур ведущим является золото-серебряное, алуитовое и медное порфиоровое оруденение. Для впадин с преобладающим кислым вулканизмом наиболее характерна редкометаллическая и флюоритовая минерализация. Влияние состава фундамента (мафического или салического профиля) сказывается на минералогии вулканогенных прогибов в том случае, если состав вулканитов резко отличается от валового состава фундамента. При этом происходит как бы своеобразная «гибридизация» металлогенического профиля зон «чистой линии».

Зоны мафическо-салического типа на мафическом (молибден, медь, золото, серебро, ртуть) и на салическом основании (сера, золото, серебро, олово, сурьма) принадлежат к обширному классу структурно-металлогенических зон, выделяемых не столько по специфике видов полезных ископаемых, сколько по особенностям соответствующих рудных, а также вмещающих их осадочных и вулканических формаций. Данные структуры приурочены пространственно к так называемым краевым (окраинным) и внутриматериковым вулканогенным областям, ареалам и поясам линейной или изометричной конфигурации с характерными комплексами наземных вулканитов.

По характеру соотношения с более древними геологическими образованиями подстилающих структур вулканогенные области могут разделяться на орогенные эпигеосинклинальные (собственно орогенные, постинверсионные) и активизационные, или эпирооренные. Как показал анализ вулканогенных областей [Белый В. Ф., 1969 г., Моссановский А. А., 1975 г., Қалабашкин С. Н., 1974 г.], подобное разделение для металлогенического анализа не принципиально. Более существенно металлогеническое различие таких областей проявляется по признаку «тип фундамента». По этому признаку выделяются структурно-металлогенические зоны вулканогенных областей, пространственно совпадающие или прилегающие к ранним эвгеосинклинальным зонам (или трогам), независимо от времени консолидации последних, и структурно-минералогенические зоны, развивающиеся на любом другом основании (миогеосинклинальном или платформенном). Первые из них рассматриваются здесь как зоны с мафическим основанием, вторые — как зоны с салическим основанием.

Рассматриваемый комплекс представлен сочетанием стратифицированных терригенных, терригенно-вулканогенных и вулканогенных групп формаций субаэральных и мелководных фаций эпиконтинентальных впадин и вулканических гряд. Он характеризуется наличием молассоидной, угленосной, глинисто-песчаной сероцветной,

ТИПОВЫЕ СТРУКТУРНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ЗОНЫ ОРО

Типы структурно-металлогенических зон		Геологические формации	
		главные	второстепенные
Согласных стратифицированных комплексов	Раннеорогенной (раннеактивизационной) стадии	Тип мафическо-салический на мафическом основании (молибден, медь, золото, серебро, ртуть)	<ol style="list-style-type: none"> 1. Молассоидная 2. Туфодиатомитовая 3. Карбонатно-терригенно-туффитовая пестроцветная 4. Угленосная 5. Глинисто-песчаная сероцветная
	С преимущественным развитием вулканических формаций		<ol style="list-style-type: none"> 6. Андезитовая 7. Трахиандезитовая 8. Дацит-липаритовая 9. Липарит-базальтовая
		Тип мафическо-салический на салическом основании (сера, золото, серебро, олово, сурьма)	<ol style="list-style-type: none"> 1. Молассоидная 2. Карбонатно-терригенно-туффитовая пестроцветная 3. Угленосная 4. Глинисто-песчаная сероцветная
			<ol style="list-style-type: none"> 5. Андезитовая 6. Трахиандезитовая 7. Трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовая 8. Дацит-липаритовая 9. Липарит-базальтовая

ГЕНОВ И ОБЛАСТЕЙ АКТИВИЗАЦИИ (ПОВТОРНЫХ ОРОГЕНОВ)

Рудные формации		Примеры зон	Примечания
главные	второстепенные		
Медно-молибденовая порфировая* (6, 7), свинцово-цинковая серебряно-содержащая (6—8), самородной серы (6—8), алуни-то-вая (6—8), золото-серебряная (6—8)	Ртутная метациннабарит-киноварная лиственитовая** (6, 8), ферберит-антимонитовая аргиллизитовая (6, 8), сурьмяная антимонитовая аргиллизитовая*** (6, 8), ртутная метациннабарит-киноварная карбонатная аргиллизитовая (6—8), золото-полиметаллическая (6), флюорит-полиметаллическая**** (6, 8), золоторудная лиственитовая (6, 8), высокоглиноземистая корунд-андалузитовая* (6, 7), каменноугольная (4)	Токрауская (Казахстан), Олойская (Чукотка), Балейская (Восточное Забайкалье), Северо- и Южно-Минусинская (Алтай-Саянская область), Центральнокамчатская, Пекулейская (Корякия), Карамкенская (Северо-Восток СССР)	* При сочетании с интрузиями мафическо-салического семейства ** Локализуется в основании вулканических впадин в ультрамафитах *** При условии парагенезиса с эффузивами салического семейства **** При наличии карбонатной группы формаций в составе складчатого основания
Самородной серы (5), золото-серебряная оловосодержащая (5), алуни-то-вая (6)	Ферберит-антимонитовая, аргиллизитовая* (5, 8), сурьмяная антимонитовая, аргиллизитовая** (5, 8), оловорудная сульфосольная (8), ртутная метациннабарит-киноварная карбонатная аргиллизитовая** (5, 6, 8), бурого угольная и каменноугольная (3), апатит-магнетитовая (8)	Калгутинская (Алтай), Береговская (Закарпатье), Ольская и Центральночукотская (Северо-Восток СССР)	* При условии парагенезиса с эффузивами салического семейства ** При наличии карбонатной группы формаций в складчатом основании

Типы структурно-металлогенических зон	Геологические формации	
	главные	второстепенные
Тип саллический на мафическом основании (ртуть, вольфрам, флюорит)	5. Дацит-липаритовая 6. Липаритовая 7. Трахилипаритовая	1. Молассоидная 2. Карбонатно-кремнисто-глинистая 3. Карбонатно-терригенно-туффитовая пестроцветная 4. Угленосная
Тип саллический на саллическом основании (олово, вольфрам, флюорит, сурьма, ртуть)	3. Дацит-липаритовая 4. Липаритовая 5. Трахилипаритовая	1. Молассоидная 2. Угленосная 6. Андезитовая

Рудные формации		Примеры зон	Примечания
главные	второстепенные		
Редкометальная аргиллизитовая (5, 6), флюорит-редкометальная (5—7), флюоритовая ** (5—7), флюорит-полиметаллическая ** (5—7), ртутная метациннабарит-киноварная карбонатная лиственитовая *** (5—7)	Ферберит-антимонитовая аргиллизитовая * (5, 6), сурьмяная антимонитовая аргиллизитовая ** (5, 6), ртутная метациннабарит-киноварная карбонатная аргиллизитовая ** (5—7), буро- и каменноугольная (4)	Токрауская (Казахстан), Удско-Витимская и Хилокская (Западное Забайкалье), Северо- и Южно-Минусинская (Алтай-Саянская область), Тамватнейская (Корякия), Барун-Шивейнская (Забайкалье)	* При условии парагенезиса с эффузивами мафическо-саллического семейства ** При наличии карбонатной группы формаций в складчатом основании *** Локализуется в основании вулканических впадин в ультрамафитах
Оловорудная сульфосольная (3—5), оловорудная риолитовая (3—5), цезиеносных вулканических стекол (3, 4), редкометальная аргиллизитовая (3—5), флюорит-полиметаллическая * (3—5), ртутная метациннабарит-киноварная карбонатная аргиллизитовая * (3—6), флюоритовая * (3—5)	Золото-серебряная (3—5), апатит-магнетитовая (3, 4), железорудная кремнисто-гематитовая (3, 4), сурьмяная антимонитовая аргиллизитовая * (3, 4, 6); буро- и каменноугольная (2)	Коргонская (Горный Алтай), Комсомольская и Баджальская (Приамурье), Таширская (Забайкалье), Омсукчанская (Охотско-Чукотский пояс), Хетинская (Магаданская область)	* При наличии карбонатной группы формаций в складчатом основании

Типы структурно-металлогенических зон	Геологические формации				
	главные	второстепенные			
Согласных стратифицированных комплексов	Раннеорогенной (раннеактивизационной) стадии	С преимущественным развитием осадочных формаций	Тип осадочный (мель, марганец, свинец, цинк, уголь)	1. Молассоидная 2. Известняково-глинисто-песчаная пестроцветная 3. Известняково-песчано-алевритовая сероцветная 4. Алеврито-песчаная красноцветная 5. Алеврито-песчаная сероцветная	6. Карбонатно-терригенно-туффитовая пестроцветная 7. Известняковая 8. Антраконитовая 9. Угленосная 10. Галогенной группы 11. Андезитовая 12. Липаритовая
	Позднеорогенной (позднеактивизационной) стадии	С преимущественным развитием осадочных формаций	Тип осадочный (уголь, бор, сера, соли, фосфориты)	1. Угленосная 2. Галогенной группы 3. Глинисто-песчаная сероцветная 4. Известняково-глинисто-песчаная пестроцветная 5. Антраконитовая	
Секущих (плутогенных) комплексов	Раннеорогенной (раннеактивизационной) стадии	Тип мафическо-салический, секущий мафическое основание (молибден, мель, золото, вольфрам, свинец, цинк)	1. Диорит-гранодиоритовая 2. Монзонит-сиенитовая		

Рудные формации		Примеры зон	Примечания
главные	второстепенные		
Медистых песчаников (1, 4), марганцевая манганит-пиролюзитовая терригенная (1, 5)	Фосфоритовая терригенная (2), барит-сидеритовая (8), полиметаллическая карбонатная (7), буроугольная и каменноугольная (1, 9)	Кодаро-Удоканская (Северо-Восточное Забайкалье), Джебказганская (Казахстан), Момо-Зырянская (Северо-Восток СССР), Чиатурская (Кавказ), зоны Восточного Казахстана, Бурейнская	
Буро- и каменноугольная (1), бороносная (2), самородной серы (4), карналлит-сильвингалитовая (2, 4)	Фосфоритовая терригенная (4, 3), барит-сидеритовая (5), бокситовая терригенная * (4)	Кузнецкая, Карагандинская, Минусинская, Копетдагская, Таджикская, Мангышлакская, Тенизская	* При наложении корообразующих факторов
Вольфрамовая скарновая (1, 2), молибден-вольфрамовая скарновая с золотом (1, 2), полиметаллическая скарновая (1, 2), медно-молибденовая порфировая * (1, 2), золото-полиметаллическая (1, 2), золоторудная кварцевая (1), золото-вольфрамовая березитовая (1), арсенидно-кобальтовая (1), редкометально-железородная скарновая (1), золоторудная сульфидная (1)	Серебро-полиметаллическая (1), золото-сурьмяная березитовая (1?), высокоглиноземистая корунд-андалузитовая * (1, 2), медно-железородная скарновая (1)	Токрауская (Казахстан), Восточно-Уральская, Чингиз-Тарбагатайская (Казахстан), Кураминская (Тяньшань), Олекминского Становика, Шахтаминская (Восточное Забайкалье)	* В зонах развития эффузивов мафическо-салического семейства

Типы структурно-металлогенических зон		Геологические формации	
		главные	второстепенные
Тип саллическо-мафическо-салического, секущий саллическое основание (олово, цинк, свинец, вольфрам, бор)	1. Диорит-гранодиоритовая 2. Диорит-гранодиорит-лейкогранитовая 3. Монзонит-сиенитовая		
	1. Лейкогранитовая 2. Аляскитовая 3. Гранит-граносиенитовая 4. Щелочногранитовая		
	1. Лейкогранитовая 2. Аляскитовая 3. Гранит-граносиенитовая	4. Щелочногранитовая	

Рудные формации		Примеры зон	Примечания
главные	второстепенные		
Свинцово-цинковая березитовая (1, 2), оловорудная скарновая (1, 2), касситеритовая силикатно-сульфидная (2), касситеритовая сульфидная (1, 2)	Полиметаллическая скарновая (2), боро-железородная оловосодержащая скарновая (1, 3), золоторудная сульфидная (1), арсенидно-кобальтовая (1), касситеритовая кварцевая (2), оловорудная сульфосольная (2), серебро-сульфосольная (2)	Гиссарская (Тянь-Шань), Холзуно-Чуйская (Горный Алтай), Нижне-амурская, зоны Охотско-Чукотского пояса, Дербек-Нельгехинская (Якутия)	
Вольфрам-молибденовая грейзеновая (1, 2), вольфрамовая гюбнерит-сульфидная березитовая (1, 2), молибденовая кварц-березитовая (1—4), редкометалльно-редкоземельная апогранитовая (1—4), вольфрамовая кварц-полевошпатовая гумбенитовая (1, 2), редкометалльная пегматитовая (1, 3, 4), флюорит-редкометалльная (3, 4), редкометалльно-флюоритовая апогранитовая (1, 2)	Олово-вольфрамовая кварцевогрейзеновая (1, 2), хрусталеносная пегматитовая (1)	Джунгаро-Балхашская (Казахстан), Восточно-Уральская, Рудно-Алтайская, Джидинская (Западное Забайкалье), Восточно-Таннуольская (Тува), Удско-Витимская (Западное Забайкалье)	
Редкометалльно-флюоритовая грейзеновая и апогранитовая (1, 2), редкометалльно-редкоземельная апогранитовая (3, 4), олово-вольфрамовая кварцевогрейзеновая (1—3), вольфрамовая кварц-полевошпатовая гумбенитовая (1, 2), флюорит-редкометалльная (3, 4)	Касситеритовая пегматитовая (1), редкометалльно-редкоземельная пегматитовая (3, 4), оловорудная скарновая (1), касситеритовая кварцевая (1, 2)	Юго-Восточная Памирская и Гиссарская (Тянь-Шань), Восточно-Калбинская (Казахстан), Холзуно-Чуйская (Горный Алтай), Яно-Сугойская (Северо-Восток СССР), зоны Охотско-Чукотского пояса, Иультинская (Чукотка), Приморская, Кукульбейская (Забайкалье)	

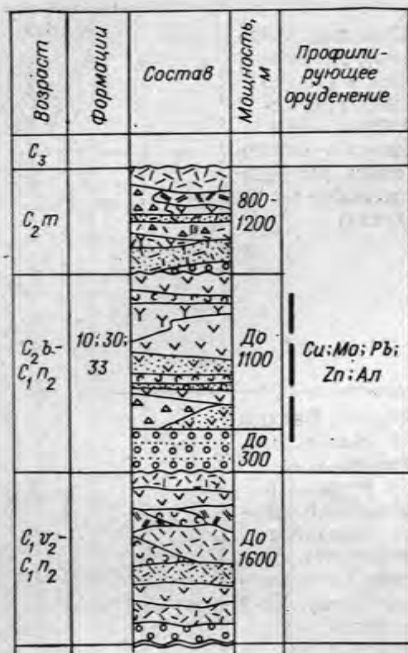


Рис. 17. Разрез структурно-металлогенической зоны мафическо-салического типа на мафическом основании раннеорогенной стадии.

Казахстан. Токрауская зона [Геологическое строение СССР, т. 1, 1968, Александрова М. И., Пупышев Н. А., Сизова Е. Н., 1974 г.].

карбонатно-терригенно-туффитовой пестроцветной формаций и реперными вулканическими формациями — андезитовой, трахиандезитовой, дацит-липаритовой и липарит-базальтовой — в тех или иных фациальных и количественных соотношениях, меняющихся по вертикальному разрезу структурно-формационного комплекса и по латерали последнего.

Распределение типовых вулканических формаций по вертикальному разрезу стратифицированного комплекса в целом достаточно постоянно: в низах размещаются сравнительно слабо контрастные андезитовая (трахиандезитовая), дацит-липаритовая формации; верхние части разреза сложены резко контрастной липарит-базальтовой (трахилипарит-трахибазальтовой) формацией (рис. 17 и 18). При этом контрастная липарит-базальтовая формация обычно синхронна проявлению сероцветно-угленосных и молассовых пестроцветных отложений верхов стратифицированного комплекса.

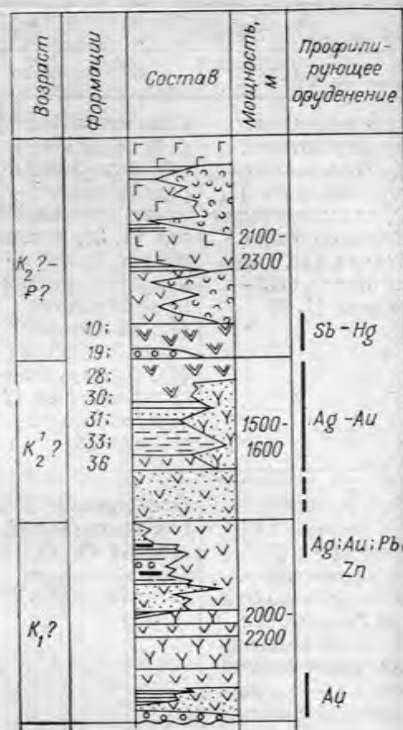


Рис. 18. Разрез структурно-металлогенической зоны мафическо-салического типа на салическом основании раннеактивизационной стадии.

Северо-Восток СССР. Охотско-Чукотский пояс [Калабашкин С. Н., 1974 г.].

Вулканогенные зоны делятся на слабо контрастные существенно андезитовидные (с заметным преобладанием в разрезе стратифицированного комплекса нижней андезитовой формации), которые развиты на мафическом основании, и контрастные (полные и сокращенные, с соответствующим строением разреза и набором пород андезитовой, дацит-липаритовой и липарит-базальтовой формаций), развитые на салическом основании. Кроме того, вулканогенные зоны могут быть подразделены по признаку экстенсивности и интенсивности пропилитизации на следующие виды: высокопропилитовые, пропилитовые и низкопропилитовые. Все эти разновидности структурно-металлогенических зон «орогенных впадин» (вулканогенных областей) различаются набором типоморфных рудных формаций.

В целом рудные формации пропилитовых и низкопропилитовых структурно-металлогенических зон принадлежат к пропилит-гумбейт-аргиллизитовому классу, в котором выделяется рудноформационная группа, представленная медно-молибденовыми, сереброполиметаллическими, золото-серебряными, сурьмяно-ртутными и серно-алунитовыми месторождениями.

Главными рудовмещающими формациями в андезитовидных структурно-металлогенических зонах, сформированных на мафическом основании, являются андезитовая, трахиандезитовая и дацит-липаритовая. При этом преобладающими рудовмещающими толщами в их составе (разрезе) служат лавопирокластические и туфо-терригенные породы андезитового состава, слагающие нижние части разрезов вулканогенного структурного яруса. Для большинства рудных объектов приведенной выше рудноформационной группы устанавливается экранирующее значение базальтовых и игнимбритовых покровов, расположенных в верхних частях разрезов вулканогенно-осадочных прогибов. Вместе с тем различные рудноформационные группы характеризуются вполне конкретным положением как в вертикальном, так и в латеральном сечении вулканогенной зоны, и определяют зональность строения последних. Так, медно-молибденовая порфировая формация занимает наиболее низкое положение в разрезе и размещается в полосе покрова, насыщенного субвулканическими интрузиями и характеризующегося высокопропилитовым метаморфизмом.

Золото-серебряная формация проявляет зональные соотношения с предыдущей, располагаясь в более высоких частях разреза и в более внешних частях интрузивно-высокопропилитовых зон (преимущественно в пропилитовой вулканогенной зоне). Сереброполиметаллическое оруденение занимает в общем промежуточное пространственное положение. Аналогичное положение, но более высокое в разрезе (уже в пределах развития «слоя» контрастной липарит-базальтовой формации и его терригенных латеральных аналогов) занимает сурьмяно-ртутное и серно-алунитовое оруденение, как правило, располагающееся в септехлоритовой, низкопропилитовой зоне или выше нее. Рудноформационные группы состоят из зонально связанных между собой фашиально-формаци-

онных типов рудных формаций, размещение которых в объеме вулканогенной структурно-металлогенической зоны управляется частными фаціальными (литологическими, палеофаціальными, петрологическими) изменениями вулканических формаций. Поэтому для конкретных структурно-металлогенических зон вулканогенных впадин орогенной (или активизационной) стадии, сформированных на мафическом основании, характерны разнообразные вариации в наборе полезных ископаемых. Тем не менее наиболее часто устанавливаются следующие закономерные ассоциации рудных формаций:

а) медно-молибденовая порфировая и свинцово-цинковая серебродержащая (с золотом) формации в андезитоидных вулканогенных и интрузивно-вулканогенных зонах с высокопропилитовым метаморфизмом (актинолит-эпидотовая фация) на мафическом основании (Олойская зона на Чукотке, Токрауская в Казахстане, Центральнокамчатская);

б) собственно золото-серебряная формация (аргентитовый и серебро-сульфосольный типы месторождений) в андезитоидных толщах контрастных вулканогенных зон с пропиловым метаморфизмом (эпидот-хлоритовая и хлоритовая фации) на смешанном типе основания (Сихотэ-Алинский вулканоген, Карамкенская зона на Северо-Востоке СССР);

в) золоторудная лиственитовая, золото-серебряная, ртутные метациннабарит-киноварные карбонатная аргиллизитовая и лиственитовая формации в существенно липаритовых толщах верхней контрастной липарит-базальтовой формации в краевых (параличских) частях вулканогенных зон на эвгеосинклинальном (с гипербазитами) основании инициальных шовных зон (Пекульнейская зона в Корякии);

г) золото-полиметаллическая, золото-серебряная, самородной серы и алунитовая формации в параличских частях андезитоидных вулканогенных поясов с заметно выраженным орогенным контрастным вулканизмом и низкопропилитовым (хлорит- и септхлоритовая фации) метаморфизмом.

В отличие от предыдущего типа, главными рудовмещающими формациями в орогенных и активизационных впадинах на салическом основании являются андезитовая, дацит-липаритовая, трахилипарит-трахибазальтовая и трахиандезитовая формации. Преобладающими рудовмещающими являются лавовые, лавопирокластические прижерловые фации трахиандезитового и трахилипаритового состава, развитые в нижней и средней частях разреза. Металлогеническая специализация определяется в первую очередь месторождениями золото-серебряной оловосодержащей формации (золото-аргентитовый и электрум-сульфоантимонитовый типы в Ольской, Центральночукотской и других зонах Охотско-Чукотского пояса). Для этого типа зон характерны месторождения самородной серы, алуниита, олова (оловорудная сульфосольная формация), сурьмы, ртути.

Приведенная типизация структурно-металлогенических зон орогенных вулканогенных впадин не исчерпывает всех возможных вариантов специфики петрологических особенностей рудовмещающих формаций, структурно-морфологических особенностей строения, размещения и сочетания рудных формаций и типов месторождений и должна рассматриваться в качестве предварительной схемы. В дальнейшем следует более точно определить латеральную соотносительность терригенной и вулканогенной составляющей в общем объеме орогенных структур, что позволит выделить терригенные формации, перспективные на стратиформное оруденение золота, меди, полиметаллов.

Зоны салического типа на мафическом (ртуть, вольфрам, флюорит) и на салическом основании (олово, вольфрам, флюорит, сурьма, ртуть) орогенные и активизационные (?) характеризуются гомодромой направленностью развития эффузивного магматизма. Наложенные вулканогенно-осадочные структуры обычно располагаются в виде линейно вытянутых поясов вдоль границ разновозрастных складчатых областей (девонский Центральнокзахстанский вулканогенный пояс) или внутри последних (Северо-Тянь-Шаньская, Токрауская в Казахстане, Северо- и Южно-Минусинская в Алтае-Саянской области, Удско-Витимская в Западном Забайкалье).

В орогенных и активизационных впадинах (рис. 19 и 20) вулканические формации тесно переплетаются с молассоидной, карбонатно-кремнисто-глинистой, угленосной и карбонатно-терригенно-туффитовой пестроцветной, замещающей их по латерали. Вулканиты дацит-липаритовой формации в вертикальном разрезе надстраивают эффузивные толщи андезитовой формации, но между ними часто отсутствуют постепенные переходы, что выражается в наличии перерывов, несогласий и иногда межформационных интрузивных гранитоидов. Суммарные мощности покровов игнимбритов — верхних фаций дацит-липаритовой формации — иногда достигают нескольких километров. Широко развиты процессы постагматического изменения: пропиловитизация, цеолитизация, окварцевание, вторичные кварциты.

Липаритовая формация по времени своего проявления следует за дацит-липаритовой, надстраивая тем самым единый гомодромный ряд развития вулканических наложенных вулканогенно-осадочных структур. В случае большой глубины эрозионного среза эта формация представлена преимущественно экструзивными, субвулканическими и гипабиссальными фациями (талдысуйский комплекс Северного Тянь-Шаня). При развитии впадин на жестких древних кристаллических структурах, содержащих карбонатные породы, липаритовая формация часто трансформируется в трахилипаритовую, завершающую формирование единого гомодромного ряда вулканических формаций.

Для структурно-металлогенических зон салического типа на мафическом основании наиболее характерны следующие рудные

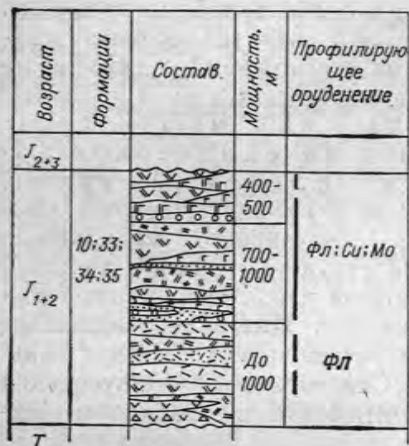


Рис. 19. Разрез структурно-металлогенетической зоны салического типа на мафическом основании раннеактивизационной стадии.

Западное Забайкалье [Холод Ю. М. и др., 1970 г., Карбаинов А. А. и др., 1972 г., Иванова А. А. и др., 1973 г.].

формации: флюорит-редкометалльная, ртутная метациннабарит-киноварная лиственитовая (Тамватнейская в Корякии), ферберит-антимонитовая аргиллизитовая (Барун-Шивейнская в Забайкалье), сурьмяная антимонитовая аргиллизитовая (Забайкалье, Чукотка), флюоритовая и флюорит-полиметаллическая (Хилокская в Западном Забайкалье), редкометалльная аргиллизитовая (Восточное Забайкалье). Рудоносными также являются и осадочные группы формаций, выполняющие вместе с вулканитами наложенные впадины. С ними связаны соль, уголь, сера, фосфориты, медь и другие полезные ископаемые.

Орогенные и активизационные структуры салического типа, залегающие на салическом основании, контролируются системами глубинных разломов, кососекущих или поперечных по направлению к простираению складчатых структур основания (Омсукчанская и Хетинская на Северо-Востоке СССР, Комсомольская и Баджалская в Приамурье, Валькумейская на Чукотке, Коргонская на Горном Алтае, Таширская в Забайкалье). Металлоносные структуры в виде узких грабенообразных линейных зон протягиваются иногда на сотни и тысячи километров, рассекая древние складчатые сооружения Чукотки, Верхоянья, Сихотэ-Алиня и т. д.

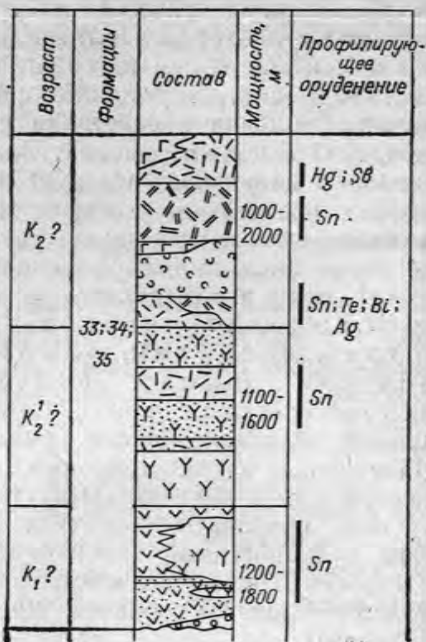


Рис. 20. Разрез структурно-металлогенетических зон салического типа на салическом основании раннеактивизационной стадии.

Северо-Восток СССР. Охотско-Чукотский пояс [Калабашкин С. Н., 1974 г.].

Как правило, формирование разрезов вулканогенно-осадочных прогибов начинается с излияния эффузивов липаритового состава на базальные толщи конгломератов, песчаников и алевролитов. Липаритовые толщи вверх по разрезу постепенно сменяются дацитами—андезит-дацитами—андезитами (антидромный тип развития). Мощность вулканогенно-осадочных впадин колеблется от 2—3 до 3—8 км. Магматическая деятельность заканчивается излиянием эффузивных покровов контрастной липарит-базальтовой формации.

Вторичные изменения вулканитов носят площадной характер и представлены пропилитизацией, цеолитизацией, алунизацией, турмалинизацией, серицитизацией.

Структурно-металлогенетические зоны орогенных и активизационных вулканогенных прогибов характеризуются следующим типовым набором рудных формаций: оловорудная сульфосольная, оловорудная риолитовая, цезиеносных вулканических стекол, редкометалльная аргиллизитовая, ртутная, метациннабарит-киноварная карбонатная аргиллизитовая, золото-серебряная, флюорит-полиметаллическая. Эти формации в совокупности представляют единый эволюционный ряд.

В зависимости от степени эрозионного среза орогенных вулканогенно-осадочных прогибов, их тектонического положения по отношению к более древним жестким массивам и подстилающим прогибы складчатым структурам, а также степени дифференцированности и контрастности проявления той или иной магматической формации в общем эволюционном ряду варьирует и полнота проявления тех или иных рудных формаций в пределах конкретных структур.

Типовой эволюционный ряд рудной зональности может быть представлен в следующем виде: (олово, вольфрам) → (сурьма, ртуть, фтор) → (золото, серебро). Например, к наиболее киелым частям вулканогенных разрезов тяготеют рудопроявления олова, вольфрама, а к полям развития вулканитов преимущественно андезитового состава — золото и серебро.

Зоны раннеорогенной (раннеактивизационной) и позднеорогенной (позднеактивизационной) стадий с преимущественным развитием осадочных формаций

Зоны рассматриваемого типа представляют собой впадины изометричной или линейной формы, в строении которых принимают участие терригенные, карбонатно-терригенные и галогенные отложения. С этими осадочными комплексами ассоциирует широкий круг полезных ископаемых: марганец, медь, свинец, цинк, флюорит, фосфориты, бокситы, уголь, соли и борное сырье.

В осадочных впадинах, для которых характерен наиболее полный временной эволюционный ряд геологических формаций, устанавливается достаточно отчетливая вертикальная зональность в распределении рудных концентраций. В нижних частях таких

разрезов, где обычно преобладают существенно терригенные отложения, развиты проявления марганца или меди, иногда в ассоциации со свинцом и цинком. К верхним частям разрезов рассматриваемых впадин, где наряду с терригенными отложениями большую роль начинают играть существенно карбонатные, угленосные и галогенные отложения, приурочены концентрации фосфоритов, бокситов, углей и солей. Вместе с тем указанные полезные ископаемые в существенно меньших масштабах могут встречаться в нижних частях разрезов, где образуют горизонтальные латеральные ряды, сходные с общей вертикальной зональностью. В качестве примера можно привести Джезказганскую впадину, в пределах которой меденосные пестроцветные терригенные отложения сменяются вверх по разрезу карбонатными соленосными образованиями. Таким образом, намечающаяся тенденция в смене характера осадконакопления и связанного с последним оруденения, позволяет выделить в развитии осадочных впадин две стадии: раннюю и позднюю.

Вместе с тем в целом ряде районов осадочные впадины характеризуются только существенно терригенными или только терригенно-карбонатным типом разрезов, что затрудняет выделение ранних и поздних стадий. В этих случаях граница носит достаточно условный характер и может быть намечена по положению в разрезе некоторых реперных формаций, таких как сульфатно-карбонатная и др.

Для раннеорогенных (раннеактивизационных) зон (медь, марганец, свинец, цинк, уголь) с преимущественным развитием терригенного осадконакопления характерны молассоидная, алеврито-песчаная красноцветная и сероцветная, известняково-глинисто-песчаная пестроцветная формации. При этом алеврито-песчаная красноцветная формация, залегающая, как правило, в основании разрезов осадочных впадин, по латерали и вверх по разрезу сменяется молассоидной или алеврито-песчаной сероцветной формациями (Кодаро-Удоканская зона в Северо-Восточном Забайкалье, Джезказганская в Казахстане и др.), в пределах которых распространены месторождения медистых песчаников. Наиболее значительные концентрации последних локализуются в резко дифференцированных осадочных комплексах повышенной мощности (5 км в Удоканской зоне), имеющих регрессивный характер развития с нарастанием амплитуды седиментационных ритмов от ранних к поздним (рис. 21). В пределах орогенных впадин медное оруденение приурочивается к склонам внутренних конседиментационных поднятий, к участкам наибольшего перепада мощностей. В некоторых месторождениях медистых песчаников, например в Джезказганском, отмечаются повышенные концентрации свинца, цинка, золота и др.

Месторождения марганца образуются в спокойной тектонической обстановке в обрамлении древних жестких массивов (Улатурское на Кавказе). При этом марганценосная алеврито-песча-

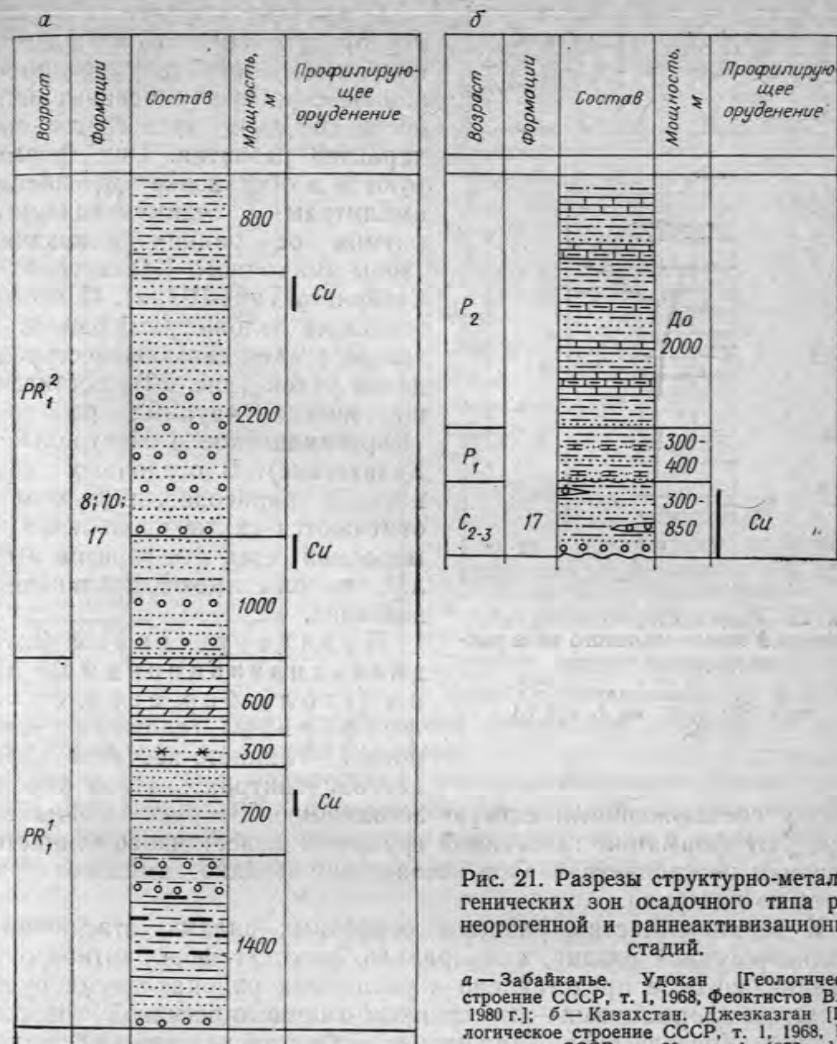


Рис. 21. Разрезы структурно-металлогенических зон осадочного типа раннеорогенной и раннеактивизационной стадий.

а — Забайкалье. Удокан [Геологическое строение СССР, т. 1, 1968, Феокистов В. П., 1980 г.]; б — Казахстан. Джезказган [Геологическое строение СССР, т. 1, 1968, Геология СССР, т. 20, кн. 1, 1972 г.].

ная сероцветная формация залегают, как правило, в основании трансгрессивных осадочных комплексов.

С молассоидной формацией ассоциируют сравнительно небольшие месторождения марганца, представленные пластами конгломератов, пропитанных браунитовым цементом (Джездинское в Казахстане).

В структурно-металлогенических зонах раннеорогенной стадии, в которых существенную роль играют карбонатно-терригенные отложения, профилирующими являются месторождения свинца, цинка, флюорита и барита.

Возраст	Формации	Состав	Мощность, м	Профилирующее оруденение
C_{2-3}			300	Ук
C_2^m			> 650	
C_2^h	19		675	Ук
$C_1^p-C_2$			400-450	
C_1^v-p			До 900	Ук
C_1^t				

Рис. 22. Разрез структурно-металлогенической зоны осадочного типа раннеорогенной стадии.

Казахстан. Карагандинский бассейн [Геология СССР, т. 20, кн. 1, 1972 г.].

циями, составляющими единую образуют формации галогенной группы и известняково-глинисто-песчаная пестроцветная. Обе ассоциации нередко замещают друг друга по латерали.

К верхним частям разрезов осадочных впадин, отвечающих позднеорогенной стадии, как правило, тяготеет фосфоритное оруденение, которое представлено в различных районах двумя рудоносными формациями — известняково-глинисто-песчаной пестроцветной (Копетдагская, Таджикская и Ферганская зоны в Средней Азии) и менее перспективной — антраконитовой (Мангышлакская зона). Фосфоритоносные пласты пестроцветной известняково-глинисто-песчаной пестроцветной формации характеризуются повышенными мощностями и высоким качеством руд. Совместно с фосфоритами в верхах разрезов отмечаются сероносные и соленосные залежи с боратами (Таджикская зона, Тенизская впадина) (рис. 23).

С рудоносной антраконитовой формацией кроме фосфоритов связаны также повышенные концентрации бурых железняков и фосфатно-редкометалльного сырья (Минусинская зона). Угленосная формация чаще развивается в верхних частях осадочных впадин такого типа (Кузнецкая, Карагандинская зоны). С известня-

Осадочные комплексы, наиболее продуктивные на свинец и цинк, имеют четко дифференцированное строение, умеренные мощности (5 км), трансгрессивный характер развития. Они формируются в обстановке уменьшения амплитуды седиментационных ритмов от ранних к поздним (зоны Восточного Казахстана и Северного Тянь-Шаня). С моласоидными отложениями раннеорогенной стадии связаны месторождения углей (рис. 22), достигающие иногда крупных размеров (Карагандинское в Центральном Казахстане). В осадочных комплексах раннеорогенной стадии отмечаются также проявления самородной серы, фосфоритов и солей, но они имеют подчиненное значение.

Позднеорогенные (позднеактивизационные) зоны (уголь, бор, сера, соли, фосфориты) сложены угленосной, глинисто-песчаной сероцветной и антраконитовой формациями.

Вторую ассоциацию образуют формации галогенной группы и известняково-глинисто-песчаная пестроцветная. Обе ассоциации нередко замещают друг друга по латерали.

К верхним частям разрезов осадочных впадин, отвечающих позднеорогенной стадии, как правило, тяготеет фосфоритное оруденение, которое представлено в различных районах двумя рудоносными формациями — известняково-глинисто-песчаной пестроцветной (Копетдагская, Таджикская и Ферганская зоны в Средней Азии) и менее перспективной — антраконитовой (Мангышлакская зона). Фосфоритоносные пласты пестроцветной известняково-глинисто-песчаной пестроцветной формации характеризуются повышенными мощностями и высоким качеством руд. Совместно с фосфоритами в верхах разрезов отмечаются сероносные и соленосные залежи с боратами (Таджикская зона, Тенизская впадина) (рис. 23).

С рудоносной антраконитовой формацией кроме фосфоритов связаны также повышенные концентрации бурых железняков и фосфатно-редкометалльного сырья (Минусинская зона). Угленосная формация чаще развивается в верхних частях осадочных впадин такого типа (Кузнецкая, Карагандинская зоны). С известня-

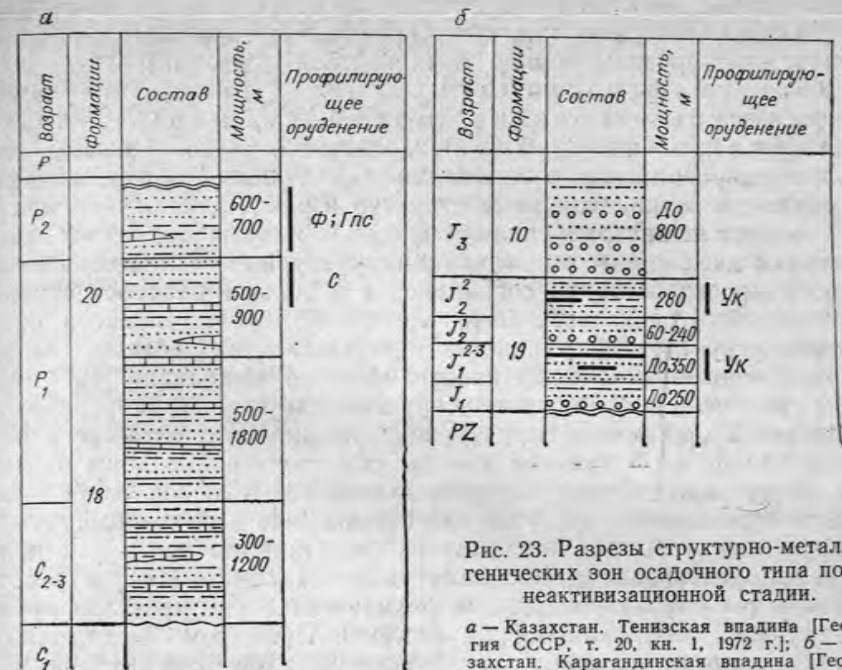


Рис. 23. Разрезы структурно-металлогенических зон осадочного типа позднеактивизационной стадии.

а — Казахстан. Тенизская впадина [Геология СССР, т. 20, кн. 1, 1972 г.]; б — Казахстан. Карагандинская впадина [Геология СССР, т. 20, кн. 1, 1972 г.].

ково-глинисто-песчаной сероцветной формацией связаны небольшие по масштабам залежи бокситов.

Таким образом, подытоживая все вышесказанное, можно отметить, что наибольшую промышленную ценность на раннеорогенной стадии имеют месторождения марганца, меди и лишь отчасти угля, а для позднеорогенной стадии — фосфоритов, угля и солей.

ЗОНЫ СЕКУЩИХ (ПЛУТОНОГЕННЫХ) КОМПЛЕКСОВ РАННЕОРОГЕННОЙ (РАННЕАКТИВИЗАЦИОННОЙ) СТАДИИ

Интрузивные комплексы орогенных и активизационных структур часто тесно ассоциируют с комагматичными им вулканогенными прогибами, образуя линейной вытянутые протяженные вулканоплутонические пояса и зоны. Кроме того, они могут образовывать самостоятельные зоны вне видимой связи с вулканогенными прогибами.

Металлогения интрузивных комплексов определяется составом слагающих их магматических формаций и составом складчатого основания. Для структурно-металлогенических зон диоритового типа развития наиболее характерным является золото, молибден, висмут и полиметаллы, а для зон гранитового типа — олово, вольфрам, редкие щелочи.

Влияние состава складчатого основания (мафического или салического) на металлогению интрузивных комплексов сказывается

в том случае, если он резко отличен от состава наложенных интрузивных комплексов (медные порфировые, скарновые редкометально-железородные и другие типы месторождений).

Зоны мафическо-салического типа, секущие мафическое основание (молибден, медь, золото, вольфрам, свинец, цинк), достаточно тесно связаны со стратифицированными вулканогенно-осадочными образованиями орогенных и активизационных структур и размещаются в их краевых частях и на внутриантиклинальных и горстовых поднятиях. Выделяются две главные модификации структурно-металлогенических зон: 1) пространственно совпадающие с зонами распространения вулканогенно-терригенных стратифицированных комплексов орогенного структурно-формационного «этажа» (их обычно называют автохтонными) и 2) пространственно выходящие за пределы развития вулканогенно-терригенных стратифицированных комплексов орогенного структурно-формационного «этажа» и образующие по этой причине как бы самостоятельные зоны развития интрузивных формаций, размещающихся в любой более древней геологической структуре (так называемые аллохтонные зоны). Следует отметить, что аллохтонные интрузивные зоны, как правило, рассматриваются в объеме активизационных структур, особенно в тех случаях, когда они размещаются вне пределов предшествующей геосинклинальной системы. Примером автохтонных интрузивно-вулканогенных структурно-металлогенических зон может служить Анадырский отрезок Охотско-Чукотского пояса (Мургальская зона).

В целом рудоносность раннеорогенных интрузивных структурно-металлогенических зон рассматриваемого типа определяется эндогенными месторождениями золота, полиметаллов, редких металлов (молибдена, вольфрама) и некоторых рассеянных (редкоземельных и др.).

Металлогения эпизевгеосинклинальных вулканогенно-интрузивных зон характеризуется зональным сочетанием медно-молибденовой порфировой и золото-полиметаллической формаций. При этом выделяются две разновидности такого типа зон.

1. Зоны с развитием монцонит-сиенитовой фациально-формационной группы купольных интрузий небольшого объема, обрамляющие горстовые поднятия фундамента, отличаются существенно медной минерализацией медно-молибденовой порфировой формации (Баимско-Олойская зона на Чукотке). Они сопровождаются золотосодержащими серебро-полиметаллическими эпitherмальными месторождениями, которые локализуются на флангах медных порфировых рудных полей.

2. Зоны с развитием диорит-гранодиоритовой формации с поздними граносиенитами, возможно интрузивно-метасоматической природы, совпадающие с внешними зонами интрузивно-вулканогенных поясов (Мургальская зона Охотско-Чукотского пояса, Токрауская в Казахстане, Восточно-Уральская, Салдырминско-Сайканская зона герцинид Восточного Казахстана и т. п.), харак-

теризуются существенно молибденовым и медно-молибденовым типами месторождений в сочетании с мезотермальными месторождениями золото-сульфидного формационного типа (нередко шеелитсодержащими, убого и умеренно сульфидными). Следует подчеркнуть, что в последнем случае зоны являются более «интрузивными», с более интенсивным развитием зональных контактовых роговиков и с большей степенью эродированности. В случае гетерогенного состава блокового основания в подобных зонах появляются медно-молибденовые (иногда с шеелитом и золотом) скарновые рудные объекты и кварц-золото-сурьмяные месторождения и рудопроявления, локализующиеся соответственно или в карбонатных, или во флишевых терригенных «черносланцевых» отложениях и зонально связанные с оруденением медно-молибденовой порфировой формации (Дальненско-Алущинская зона на Северо-Востоке СССР, Чингиз-Тарбагатайская в Казахстане и т. п.).

Металлогенический профиль внутренних структурно-металлогенических вулканогенно-интрузивных и интрузивных зон, примыкающих к инициальным троговым швам и миогеосинклинальным системам с характерными небольшими интрузиями натриевых диоритов, относящихся к диорит-гранодиоритовой формации, определяется набором рудных объектов, принадлежащих преимущественно к молибден-вольфрамовой скарновой с золотом, золото-сурьмяной березитовой и серебро-полиметаллической формациям жильных и жильно-стратиформных месторождений. Существенна приуроченность рудных узлов к полям развития групп интрузий диорит-гранодиоритовой формации в пределах зонального зеленосланцевого метаморфизма альбит-серицит-хлоритовой фации. Устанавливается определенная приуроченность оруденения золото-сурьмяной березитовой формации к блокам, выполненным существенно миогеосинклинальными «черносланцевыми» отложениями. Месторождения серебро-полиметаллической и золото-рудной кварцевой формаций более характерны для блоков фундамента с карбонатно-терригенным флишем и молассоидами. В подобных ситуациях проявлены дополнительно молибден-вольфрамовая скарновая с золотом и шеелитовая скарновая формации, усложняющие металлогению подобных зон.

Периферические (или собственно интрузивные) структурно-формационные зоны представлены магматическими породами диорит-гранодиоритовой формации совместно с неравномерно развитой монцонит-сиенитовой, прорывающими салический или гетерогенно-блоковый фундамент. Металлогенический профиль этого типа зон определяется зональными соотношениями медно-молибденовой порфировой и золоторудных кварцевой и сульфидной формаций. Усложнение металлогенического профиля таких зон устанавливается на фундаменте с блоками карбонатных толщ, где широко проявляются скарновые месторождения различного состава, а также серебро-полиметаллические гидротермальные месторождения.

Скарновые молибден-вольфрамовая с золотом и полиметаллическая формации в первую очередь определяют металлогенический профиль секущих структурно-металлогенических зон, развитых среди существенно карбонатных пород. Примером их может служить Кураминская зона на Тянь-Шане.

Рудоносность зон салическо-мафическо-салического типа, секущих салическое основание (олово, цинк, свинец, вольфрам, бор), определяется развитием гранитоидов, относящихся к диорит-гранодиоритовой, диорит-гранодиорит-лейкогранитовой и монзонит-сиенитовой формациям. Гранитоиды ассоциируют пространственно с комагматичными их эффузивами вулканогенных прогибов (Хинганско-Олонойский в Приамурье, Омсукчанский в Охотско-Чукотском поясе), размещаясь или в центральных частях структур, или по их периферии. В некоторых районах интрузивные массивы этой формации и сопровождающие их дайковые образования диорит-лампрофировой серии развиваются обособленно вне видимой связи с полями близодновозрастных вулканитов.

Интрузивные массивы диорит-гранодиорит-лейкогранитовой формации обычно группируются в цепочки, образуя протяженные линейные зоны или пояса (Дербеке-Нельгехинская и Куйгинская зоны Якутии, Омсукчанская Охотско-Чукотского пояса и др.). Предполагается, что рассматриваемые интрузивные комплексы развиваются вдоль линейных долгоживущих разломов, поперечных к направлению структур складчатого фундамента. Эти «сквозные» тектонические зоны глубокого заложения были выделены Г. Д. Падалкой [1962 г.], В. Т. Матвеевко и Е. Т. Шаталовым [1963 г.] для Верхоянья, С. Ф. Луговым и Б. В. Макеевым [1972 г.] для Чукотки и Корякии, И. Н. Томсоном и М. А. Фаворской [1968 г.] для Приморья и Приамурья, П. М. Материковым и А. Б. Павловским [1963 г.] для Средней Азии и Кавказа.

Массивы гранитоидов этой формации отличаются сложными составом, морфологией и внутренним строением. В среднем по химическому составу они отвечают гранодиоритам. В сложно построенных многофазных интрузивных массивах четко наблюдаются переходы от кварцевых габбро к гранодиоритам и лейкократовым турмалиновым гранитам сравнительно на небольшом расстоянии. Для интрузий характерны: неравновесный минеральный состав; наличие большого числа ксенолитов вмещающих песчано-сланцевых отложений, переработанных в габброидные породы; повышенные содержания сидерофильных и халькофильных элементов (никель, кобальт, ванадий, цинк, свинец); обширный контактовый метаморфизм, проявляющийся в интенсивном ороговикании, турмалинизации и биотитизации (янский, валькумейский, мяочанский, омсукчанский, бачелазский, сарыджазский комплексы) [Размахнин Ю. Н., 1975 г.].

В настоящее время нет единого мнения о возрастной последовательности формирования отдельных фаз магматических пород.

Так, например, по М. Г. Руб [1962 г.], формирование силинского комплекса в Приамурье начинается с внедрения диоритов и кварцевых диоритов и заканчивается становлением аляскитовых борооловоносных гранитов. В. Л. Барсуков для того же комплекса доказывает антидромную направленность становления интрузивных тел от гранитов вплоть до кварцевого габбро, считая их синхронными образованию соответствующих эффузивных комагматов.

По мнению В. Л. Барсукова и Н. А. Дурасовой [1966 г.] и Э. П. Изоха [1962 г.], а также других исследователей, гранитоиды этой формации следует относить к типичным интрузивным комплексам тектоно-магматической активизации, следующей по времени своего проявления вслед за формированием орогенных интрузивных гранитоидов. С рассматриваемыми интрузивными комплексами малых интрузий повышенной основности связано большинство оловорудных районов Советского Союза.

Для структурно-металлогенических зон характерен единый эволюционный ряд рудных формаций: касситеритовая кварцевая (слабо проявленная) — касситеритовая силикатно-сульфидная (основная промышленная) → касситеритовая сульфидная → свинцово-цинковая безрезитовая → серебро-сульфосольная → ртутная метациннабарит-киноварная карбонатная аргиллизитовая. Обычно в конкретных рудных узлах проявляются лишь отдельные части этого зонального ряда, причем с наибольшей полнотой он, как правило, представлен в пределах наиболее крупных объектов, например в Депутатском рудном районе (Якутия).

С интрузиями диорит-гранодиоритовой и монзонит-сиенитовой формаций ассоциируют небольшие месторождения боро-железородной оловосодержащей скарновой и арсенидно-кобальтовой формаций.

В пределах зон салического типа, секущих мафическое основание (молибден, вольфрам, флюорит, тантал, ниобий), распространены лейкогранитовая, аляскитовая, гранит-граносиенитовая и щелочногранитовая формации, образующие единый гомодромный эволюционный ряд развития.

Интрузивные комплексы лейкогранитовой формации образовались в приповерхностных или гипабиссальных условиях и обнаруживают тесную пространственную связь с комагматичными им эффузивными комплексами липаритовой формации. При этом интрузивные массивы локализуются как во внутренних частях вулканогенных прогибов, так и во внешних и даже «уходят» от вулканитов на значительное расстояние (гуджирский комплекс в Западном Забайкалье).

Рудоносные интрузивные комплексы лейкогранитовой формации образуют протяженные пояса до 200—300 км (желтауский, немантауский, орлиногорский в Казахстане, буйбинский, джойский комплексы в Западном Саяне). Пояса малых интрузивных тел лейкогранитов могут далеко проникать в жесткую раму древ-

ней консолидации, граничащей с заканчивающей свое развитие более молодой геосинклиналию. Интрузии лейкогранитовой формации характеризуются относительно простым составом (слюдяные и двуслюдяные граниты), однородностью и простым зональным строением с преобладанием гранодиоритов в эндоконтактных частях массивов.

Аляскитовая формация (аляскиты, лейкократовые биотитовые граниты) по времени своего проявления завершает гранитоидный магматизм орогенного этапа. Интрузивные массивы аляскитовой формации обнаруживают тесную связь с вулканитами липаритовой формации и в вертикальном возрастном ряду следуют за проявлениями гранитоидов лейкогранитовой формации. В отличие от лейкогранитов, массивы гранитоидов аляскитовой формации обычно малы по размерам и часто обладают концентрическим строением, приурочиваясь к кольцевым разломам (акчатауский комплекс Джунгаро-Балхашской складчатой области, монастырский в Обь-Зайсанской области, синюшенский в Горном Алтае и т. д.). Наиболее характерными постмагматическими изменениями являются альбитизация и грейзенизация при подчиненной роли микроклинизации.

Гомодромный ряд развития интрузивной группы формаций орогенных и активизационных структур завершают гранит-граносиенитовая и щелочногранитовая формации, комагматичным аналогом которых являются вулканиты трахилипаритовой формации.

Интрузивные массивы рассматриваемых формаций приурочены к наиболее жестким участкам земной коры и контролируются крупными разрывными нарушениями глубинного заложения. Для этих массивов характерно дискордантное положение по отношению к структурам складчатого основания. Наиболее типичными постмагматическими изменениями являются микроклинизация, альбитизация, флюоритизация и в меньшей мере, чем для предыдущих формаций, грейзенизация.

Рассматриваемые структурно-металлогенические зоны включают следующие рудные формации: вольфрам-молибденовую грейзеновую, молибденовую кварц-березитовую, вольфрамовую гюбнерит-сульфидную березитовую, олово-вольфрамовую кварцевогрейзеновую, редкометалльно-флюоритовую апогранитовую, редкометалльно-редкоземельную апогранитовую, вольфрамовую кварц-полевошпатовую гумбелитовую, редкометалльную пегматитовую и флюорит-редкометалльную. Этот типовой набор рудных формаций укладывается в единый зональный эволюционный последовательно развивающийся во времени формационный ряд. Для гранитоидов лейкогранитовой и аляскитовой формаций наиболее характерны грейзеновые месторождения молибдена и вольфрама, а также редкометалльные пегматиты и редкометалльные альбититы. Для гранит-граносиенитовой формации наиболее характерны редкоземельно-редкометалльные, титан-ниобиевые, редкометалльно-флюоритовые и флюоритовые месторождения. Со щелочногранитовой формацией связаны месторождения тантала и ниобия с редкозе-

мельной минерализацией, фтор-редкометалльная и иногда титанциркониевая минерализация. Суммарный рудноформационный ряд зон гранитового типа можно представить в следующем виде: (молибден, вольфрам, висмут) → (свинец, цинк, фтор, тантал, ниобий, молибден) → (тантал, ниобий, редкие земли, фтор).

Зоны салического типа, секущие салическое основание (вольфрам, олово, тантал, ниобий, флюорит и др.), включают лейкогранитовую, аляскитовую, гранит-граносиенитовую и щелочно-гранитовую формации. Интрузивные массивы гранитоидов лейкогранитовой формации (кукульбейский в Забайкалье, линлинейский на Чукотке) начинают развитие формационного ряда. Часто гранитные массивы далеко заходят в «жесткую раму», в пределы более древних консолидированных складчатых систем, вдоль протяженных зон разломов (Забайкалье, Чукотка, Буреинский массив, Калбинский хребет).

По составу, внутреннему строению и морфологическим особенностям массивы гранитоидов лейкогранитовой формации относительно просты. Они сложены обычно мусковитовыми и двуслюдяными биотитовыми порфиroidными крупнозернистыми разновидностями гранитов. В эндоконтактных частях массивов появляются гранодиориты. Как правило, рудоносные массивы являются многофазными интрузивными образованиями. Последние фазы сложены мелкозернистыми лейкократовыми и аплитовидными гранитами, которые сопровождаются серией даек, главным образом кислого состава (аплиты, пегматиты, гранофиры, гранит-порфиры, фельзиты и т. д.). Наиболее распространенными приконтактными изменениями являются альбитизация, микроклинизация, грейзенизация и отчасти ороговикование.

Потенциально рудоносные гранитоиды этой формации характеризуются повышенными содержаниями вольфрама, олова, фтора, рубидия, цезия, присутствующих в рассеянном состоянии в решетках породообразующих минералов или в виде аксессуариев (касситерита, вольфрамита, флюорита и т. д.).

Во времени гранитоиды лейкогранитовой и аляскитовой формаций сменяются гранит-граносиенитовой и далее щелочногранитовой формациями, которые по условиям залегания, составу, морфологии и другим особенностям внутреннего строения близки к аналогичным формациям, развивающимся в орогенных впадинах, залеженных на мафическом складчатом основании (уракский и линлинейский комплексы на Чукотке и Дальнем Востоке, этыкинский в Восточном Забайкалье).

Для структурно-металлогенических зон рассматриваемого типа характерен единый эволюционный ряд рудных формаций, который можно представить следующим образом: касситеритовая пегматитовая → оловорудная скарновая (развита слабо) → олово-вольфрамовая кварцевогрейзеновая (промышленная) → редкометалльно-флюоритовая апогранитовая (промышленная) → редкометалльно-редкоземельная апогранитовая (промышленная).

СТРУКТУРНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ЗОНЫ
ЧЕХЛА ПЛАТФОРМ

В заключение подчеркнем, что наряду с орогенными зонами здесь были рассмотрены только те зоны тектоно-магматической активизации, которые связаны с повторным орогенезом. Напомним (см. гл. 1), что в самом общем виде можно говорить о проявлении двух основных типов активизации: гранитоидной, или «орогенной», и базальтоидной — «рифтогенной».

Развитие активизационных структур первого типа в принципе проходит по тому же плану, что и для типичных зон орогенеза. Как правило, структуры орогенов и активизации сложены сходными осадочными, вулканогенно-осадочными и интрузивными формациями, несущими соответственно и сходную минерагению. Вместе с тем орогенным и активизационным зонам присущи свои индивидуальные черты развития, состава, строения и минерагении. В структурном отношении орогенные зоны наследуют, как правило, структурный план складчатого основания, а зоны активизации чаще всего развиваются дискордантно.

Для большинства орогенных вулканогенных впадин характерен гомодромный путь развития эффузивного магматизма, а для активизационных структур — антидромный. При этом вулканогенные и плутоногенные комплексы зон активизации по среднему химическому составу являются несколько более щелочными, чем аналогичные комплексы орогенных зон. При внешнем сходстве металлогенического профиля этих зон со структурно-металлогеническими зонами активизации связаны месторождения более крупных размеров, чем с орогенными. Для них наиболее характерны «полиформационные» (полихронные) месторождения усложненного состава.

Активизация второго типа нередко рассматривается обособленно как структуры рифтогенного типа, отличающиеся широким развитием базальтоидного и щелочнобазальтоидного магматизма в сочетании с осадконакоплением молассоидного типа. Обычно рифтогенные структуры проявляются в пределах консолидированных блоков земной коры, нередко связаны с наиболее поздними процессами тектоно-магматического цикла и накладываются на зоны «гранитоидной» активизации. По своим главнейшим особенностям, составу слагающих их образований и металлогении зоны рифтогенеза резко отличны от областей «орогенной» активизации и в настоящей работе рассматриваются отдельно.

Среди платформ выделяются древние, для которых платформенный режим устанавливается в рифее, и молодые, с чехлом обычно мезозойского возраста. Отдельные структуры с чехлом эпибайкальского или эпигерцинского возраста, причленившиеся к древним платформам, рассматриваются в составе последних.

В развитии платформенного чехла выделяются отдельные этапы, в течение которых сохраняется единый структурный план для всей платформы. На каждом этапе, как правило, закладываются, развиваются и отмирают несколько крупных структур: синеклиз, антеклиз, перикратонных и краевых прогибов, авлакогенов. Иногда наблюдается унаследованное развитие структур от этапа к этапу, но границы их, оси прогибания или поднятия и другие параметры при этом всегда изменяются.

На основании углубленного изучения чехла древних платформ [История..., 1981] для них выделено по восемь этапов развития; для молодой Западно-Сибирской платформы — три (рис. 24). Необходимо иметь в виду, что слабая разработанность стратиграфии докембрия не позволяет пока выделять докембрийские этапы с достаточной точностью. В частности, для Русской платформы приходится сопоставлять мощные немые осадочные толщи, заключенные в изолированных друг от друга авлакогенах и вскрытые сравнительно небольшим числом скважин.

Движения на платформах в значительной мере совпадают во времени с движениями прилегающих геосинклинально-складчатых областей, по-видимому, те и другие обусловлены общими глубинными (мантийными) процессами, различно проявляющимися в подвижных областях и кратонах.

В настоящей главе применительно к чехлу платформ принята следующая номенклатура временных, тектонических, формационных и металлогенических подразделений (табл. 5).

ТАБЛИЦА 5

КОРРЕЛЯЦИЯ СТРУКТУРНЫХ, ВРЕМЕННЫХ И ФОРМАЦИОННЫХ
ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ ЧЕХЛА ПЛАТФОРМ

Структура	Время	Вещество	Металлогеническое районирование
Этаж	Этап	Структурно-формационный комплекс	Рудная провинция
Подэтаж	Тектоно-седиментационный цикл	Ряд формаций	Рудная субпровинция
Ярус	Стадия	Группа формаций	Структурно-формационная и структурно-металлогеническая зоны

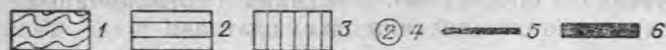
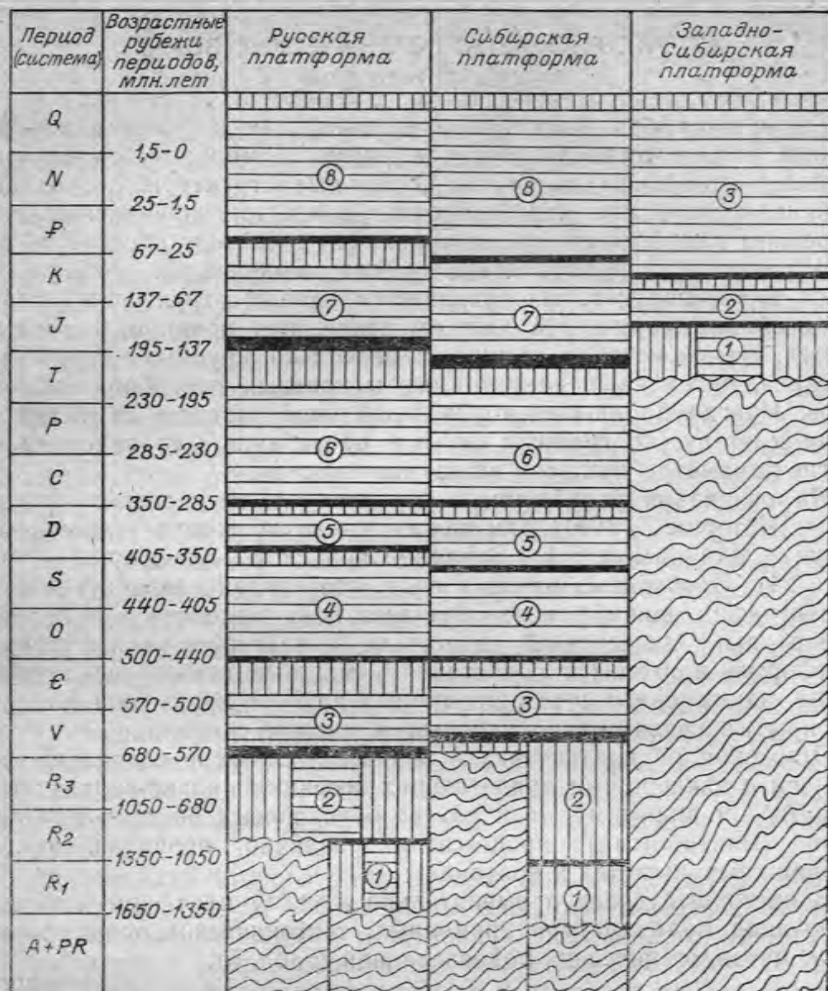


Рис. 24. Схема развития чехла платформ.

1 — складчатый фундамент; 2 — осадочный чехол; 3 — перерывы в осадконакоплении; 4 — номера этапов развития платформенных структур; 5 — границы этапов; 6 — границы мегаэтапов.

Для каждой отдельной структуры в течение этапа обычно проходит один, реже два тектоно-седиментационных цикла; поэтому в подавляющем большинстве случаев объемы структурно-формационного комплекса и ряда формаций совпадают.

В пределах платформы выделяются: 1) структурно-металлогенические зоны, связанные со стратифицированными комплексами

и отвечающие площадям распространения определенных групп формаций, которые образуются в ходе тектоно-седиментационного цикла отдельных крупных структур; 2) структурно-металлогенические зоны, отвечающие площадям распространения интрузий различного состава и связанные с крупными разломами, обычно ограничивающими структуры первого порядка и параллельными их границам или, реже, секущими их.

По времени формирования и месту в общей истории развития платформы намечаются две группы структурно-металлогенических зон: 1) зоны первого (начального) периода развития (преимущественно узкие линейные прогибы — авлакогены); оруденение в этих зонах практически отсутствует, они рассматриваются как структурно-формационные; 2) зоны второго периода развития (формирование собственно платформенного чехла); к ним относятся также зоны авлакогенов и структур, связанных с движениями сопредельных геосинклинальных и складчатых областей (перикратоны и краевые прогибы). Эти две группы зон отличаются по характеру тектонических движений, по составу образующихся геологических формаций и по минерализации.

Структурно-формационные зоны первого (начального) периода формируются с момента становления платформы до начала развития платформенного чехла в полном смысле этого слова. Этот период хорошо изучен для Русской платформы, которая в течение около 1 млрд. лет находилась в поднятом положении и на подавляющей части ее поверхности осадкообразование не происходило. Лишь на окраинах образовались сравнительно небольшие синеклизы (Прионежская, Вольно-Оршанская) и Калтасинский перикратон. В раннем рифее началось, а в среднем — позднем рифее значительно усилилось и завершилось образование протяженных грабенообразных прогибов — простых авлакогенов, по Н. С. Шатскому (серия рифейских авлакогенов Русской платформы — Пачелмский, Среднерусский, Крестецкий и др.).

Для структурно-формационных зон первого периода характерно широкое развитие молассоидных формаций, отсутствие магматизма или слабое проявление преимущественно базальт-долеритовой (трапповой) формации, отсутствие эвапоритовых формаций, практически полное отсутствие полезных ископаемых (кроме предположительно нефти и газа). Образование молассоидных формаций в авлакогенах заменяет собой характерные для чехла платформ группы формаций трансгрессивной и регрессивной стадий. Соответствующие зоны, практически не выходящие на поверхность, перекрытые мощным осадочным чехлом, очень мало изучены.

На Западно-Сибирской платформе в последнее время (по С. Б. Шацкому) в фундаменте установлено несколько протяженных субмеридиональных грабенов, выполненных триасовыми вулканогенными и молассоидными образованиями. Так, Никольская параметрическая скважина вскрыла разрез триаса мощностью 1347 м, в котором базальты и диабазы чередуются с кластическими

породами в примерно равных соотношениях. В остальных частях платформы разрез чехла начинается с юры. Грабены, возникшие до образования собственно чехла, весьма напоминают более древние (рифейские) авлакогены Русской платформы. Структурно-формационные и единственная структурно-металлогеническая (в связи с секущими интрузиями траппов) зона первого периода охарактеризованы совместно с зонами второго периода в табл. 7 и 9.

Зоны второго периода развития платформ характеризуются погружениями значительных их частей с образованием осадочных и магматических формаций чехла. Этот период охватывает весь фанерозой, начиная с венда, и имеет длительность около 700 млн. лет. Он насыщен событиями, характеризуется частыми перестройками структурного плана, развитием магматизма. Авлакогены, возникающие в течение второго периода, существенно отличаются от более ранних и названы Н. С. Шатским сложными. Характеристика связанных с ними зон приводится ниже, после описания согласных и секущих зон платформенного чехла. В табл. 6 суммированы данные по геологическим и рудным формациям зон платформенного чехла.

ЗОНЫ СОГЛАСНЫХ СТРАТИФИЦИРОВАННЫХ КОМПЛЕКСОВ

Зоны ранней (трансгрессивной) стадии с преимущественным развитием осадочных формаций

Металлогеническая специализация этих зон тесно связана с развитыми в них формациями, соответствующими трансгрессивной стадии. Для них характерными признаками являются: преобладание кластического материала различной крупности и состава, в том числе аркозовых песчаников; наличие как красноцветных, так и сероцветных пород и отсутствие пестроцветных; частое присутствие глауконита и сравнительно редкое глинистых, известняков; трансгрессивное налегание на породы самых различных формаций; переход по латерали (по направлению к центру структуры) в формации инундационной, реже регрессивной группы.

Мощности группы формаций трансгрессивной стадии изменяются в широких пределах, от первых единиц и долей до сотен и даже тысяч метров (например, мощность бавлинской серии венда Русской платформы достигает 1200 м).

В зонах терригенного сероцветного типа (фосфориты, марганец, титан, цирконий, янтарь) наиболее широким распространением пользуются глинисто-песчаная сероцветная, известняково-глинисто-песчаная сероцветная, глауконитовая глинисто-песчаная, алеврито-песчаная сероцветная формации. Гораздо реже встречаются глинистая, битуминозно-глинистая формации. Примером последней может служить диктионемовая формация в составе трансгрессивной группы ордовика Балтийско-Московской синеклизы. Формация несколько необычна

для трансгрессивной стадии и знаменует, по-видимому, сравнительно краткое замедление трансгрессии на ограниченной площади. С этой формацией связаны молибден-ванадиевые диктионемовые сланцы.

В связи с развитием алеврито-песчаной сероцветной, глауконитовой глинисто-песчаной и глинисто-песчаной сероцветной формаций в пределах синеклиз выделяются следующие рудные формации: 1) фосфоритовая желваковая терригенная (юрские месторождения Подмосковья — Егорьевское и др., меловые Украины) и фосфоритовая ракушняковая терригенная (пакерортский горизонт Прибалтийского бассейна — месторождения Маарду, Кингисеппское и др.); 2) формации титаноносных и циркониеносных россыпей — девонские (Печорская впадина), среднеюрские (батские Липецкой и Тамбовской областей), палеогеновые (Поволжье); 3) янтарная формация в палеогене (Брест-Литовская впадина).

В структурно-металлогенических зонах по окраинам синеклиз порой развиваются известняково-глинисто-песчаные сероцветные формации, несущие марганцевую псилломелан-пиролюзитовую терригенную и марганецкальцитовую карбонатную рудные формации (месторождения Никопольское, Большой Токмак — олигоцен юга Украинского кристаллического массива).

Зоны терригенного красноцветного типа (железо) несут кремнисто-гематитовое оруденение (криволицкая свита Ангаро-Ленского междуречья).

Зоны средней (инундационной) стадии с преимущественным развитием осадочных формаций

Минерализация в этих зонах связана с инундационной группой формаций, сложенных преимущественно карбонатными и обломочно-карбонатными, главным образом известняковыми, реже доломитовыми и мергельными формациями. Иногда встречаются битуминозные известняки и доломиты, битуминозные аргиллиты, нередко рифы. Формации почти всегда серых оттенков. Очень редко в составе этой группы формаций появляются песчаники (азовская толща среднего карбона Московской синеклизы). Мощности инундационной группы формаций обычно умеренная — первые сотни метров, очень редко больше 1000 м. Залегание на подстилающих образованиях трансгрессивной группы формаций обычно согласное. В течение инундационной (средней) стадии тектоно-магматического цикла образуются структурно-металлогенические зоны терригенного, терригенно-карбонатного и карбонатного типов.

К зонам терригенного типа (железо) относятся сравнительно малораспространенные зоны, связанные с песчано-глинистой подгруппой формаций (синие глины нижнекембрийской лонтовасской свиты Русской платформы). Эти зоны практически не рудоносны. Условно сюда относятся оолитовые руды Прибалтики.

ТИПОВЫЕ СТРУКТУРНО-МЕТАЛЛОГЕ

Типы структурно-металлогенических зон		Геологические формации			
		главные	второстепенные		
Согласных стратифицированных комплексов	Ранней (трансгрессивной) стадии	С преимущественным развитием осадочных формаций	Тип терригенный сероцветный (фосфориты, марганец, титан, цирконий, янтгарь)	1. Алеврито-песчаная сероцветная	5. Глинистая
				2. Известняково-глинисто-песчаная сероцветная	6. Битуминозно-глинистая (диктионемовая)
			Тип терригенный красноцветный (железо)	1. Алеврито-песчаная красноцветная	2. Кварцево-конгломератовая
			Тип терригенный сероцветный (фосфориты, марганец, титан, цирконий, янтгарь)	3. Глауконитовая глинисто-песчаная	
			Тип терригенный сероцветный (фосфориты, марганец, титан, цирконий, янтгарь)	4. Глинисто-песчаная сероцветная	

НИЧЕСКИЕ ЗОНЫ ЧЕХЛА ПЛАТФОРМ

Рудные формации		Примеры зон, месторождений	Примечания
главные	второстепенные		
I. Фосфоритовая желваковая терригенная (3, 4) и фосфоритовая ракушняковая терригенная (3)	V. Молибден-ванадиевых сланцев (6) VI. Свинцово-цинковая карбонатная (2)	I. Подмоскowie (Егорьевское, юра); Украина (Славяно-Бахмутская котловина, мел), Прибалтийский бассейн (Кингисеппское, Маарду и др., ранний ордовик)	
II. Титаноносных и циркониеносных россыпей (1, 3)		II. Печорская впадина (девон), Липецкая и Тамбовская области (средняя юра), Поволжье (палеоген)	
III. Янтарная (1)		III. Брест-Литовская впадина (палеоген)	
IV. Марганцевая пиромелан-пиролозитовая терригенная (3)		IV. Украина (Никопольское, Большой Токмак, олигоцен)	
		V. Балтийско-Московская синеклиза (ордовик)	
		VI. Сибирская платформа (верховье р. Лены, ранний ордовик)	
Железорудная кремнисто-гематитовая (1)		Сибирская платформа (Ангаро-Ленское междуречье, ранний ордовик)	

Типы структурно-маталогенических зон		Геологические формации	
		главные	второстепенные
Средней (инудационной) стадии	С преимущественным развитием осадочных формаций	Тип терригенный (железо)	1. Песчано-глинистой подгруппы 2. Глинистая
		Тип терригенно-карбонатный (горючие сланцы)	1. Известняково-кукерситовая 2. Известняково-глинистая сероцветная 3. Доманиковая
		Тип карбонатный (флюорит, свинец, цинк)	1. Известняковая 2. Известняково-доломитовая 3. Рифовая 4. Меловая 5. Кремнисто-карбонатная 6. Опоковая 7. Кремнисто-диатомитовая
Поздней (регрессивной) стадии	С преимущественным развитием осадочных формаций	Тип терригенный сероцветный (железо, титан, цирконий)	1. Глинисто-песчаная сероцветная 2. Известняково-глинисто-песчаная сероцветная 3. Известняково-глинистая сероцветная 4. Битуминозно-глинистая

Рудные формации		Примеры зон, месторождений	Примечания
главные	второстепенные		
	Железорудная оолитовая (1)	Прибалтика (лонтоваская свита нижнего кембрия)	
	Горючих сланцев (кукерситов) (1)	I. Балтийская синеклиза (Кохтла-Ярве, средний ордовик)	
	I. Ратовкитовая (1, 2) II. Свинцово-цинковая карбонатная (1) III. Фосфоритовая желваковая терригенно-карбонатная (5—7)	I. Московская синеклиза (средний карбон) II. Балтийско-Московская синеклиза (ордовик—силур, ранний—средний карбон) III. Южная Прибалтика	
I. Железорудная оолитовая (1) II. Титаноносных и циркониеносных россыпей (1)	III. Марганцевая псиломелан-пирролизитовая терригенная (2)	I. Причерноморская синеклиза (Керченский бассейн, плиоцен) II. Предкавказье (палеоген—неоген) III. Мангышлак (Сарганское, средний олигоцен)	

Типы структурно-металлогенетических зон		Геологические формации	
		главные	второстепенные
Поздней (регрессивной) стадии	С преимущественным развитием осадочных формаций	Тип терригенный красноцветный (медь)	1. Алеврито-песчаная красноцветная 2. Полимиктовая глинисто-песчаная
		Тип карбонатный (молибден, ванадий)	1. Известняково-доломитовая 2. Доломитовая 3. Рифовая 4. Кремнисто-известняковая (доманиковая)
		Тип эвапоритовый сульфатно-карбонатный (сера, целестин)	1. Известняково-доломитовая 2. Сульфатно-карбонатная
		Тип эвапоритовый галогенный (калийные и кальциевые соли, бор)	1. Галогенная калиеносная 2. Галитовая 3. Терригенно-галогенная
Конечной (эмерсивной) стадии	С преимущественным развитием вулканических формаций	Тип мафический (исландский шпат, барит, агат)	Базальт-долеритовая (трапповая)

Рудные формации		Примеры зон, месторождений	Примечания
Медистых песчаников (1)		Донбасс (ранняя пермь)	
	Молибден-ванадиевых сланцев (4)	Восточные районы Русской платформы (девон)	
I. Самородной серы (2)	II. Целестиновая (1)	I. Волжский бассейн (Водинское и Сырейско-Каменнодольское, поздняя пермь)	
I. Карналлит-сильвин-галитовая (1) II. Галитовая (2) III. Бороносная (1)		I—III. Прикаспийский бассейн (ранняя пермь) II. Сибирская платформа (кембрий), Московская синеклиза (средний девон), Мезенская синеклиза (ранняя пермь)	
I. Исландского шпата	II. Баритовая III. Самородной меди IV. Агатовая	I—III. Сибирская платформа (Тунгусская синеклиза, ранний триас) IV. Тиман (девон)	

Типы структурно-металлогенических зон		Геологические формации	
		главные	второстепенные
Конечной (эмерсивной) стадии	С преимущественным развитием вулканических формаций	Тип мафический туфовый (исландский шпат, барит, агат)	Туфовая базальт-долеритовая (трапповая)
	С преимущественным развитием осадочных формаций	Тип терригенный сероцветный и кор выветривания (железо, титан, алмазы, бокситы)	1. Глинисто-песчаная сероцветная 2. Олигомиктовая 3. Бокситоносная сублатеритная 4. Железоносная сублатеритная 5. Карбонатно-глинисто-песчаная
	С терригенный красноцветный (медь)	1. Алеврито-песчаная красноцветная 2. Известняково-глинисто-песчаная пестроцветная	3. Глинисто-песчаная красноцветная

Рудные формации		Примеры зон, месторождений	Примечания
I. Исландского шпата	II. Баритовая III. Целестиновая IV. Агатовая	I—IV. Сибирская платформа (Тунгусская синеклиза, ранний триас)	
I. Мартитовая (4) II. Титаноносных россыпей (1) III. Бокситовая терригенная (3, 1)	IV. Алмазоносных россыпей (1) V. Бурожелезняковая (1)	I. Украина (Кривой Рог, допалеогеновый возраст), Воронежский массив (последевонский возраст) II. Украинский щит III. Воронежский массив (Белгородское), Тихвинская группа, Прионежская группа (ранний карбон) IV. Сибирская платформа V. Тульско-Липецкий железорудный район	
Медистых песчаников (1, 3)		Приуралье	

Типы структурно-металлогенических зон		Геологические формации		
		главные	второстепенные	
Согласных стратифицированных комплексов	Конечной (эмерсивной) стадии С преимущественным развитием осадочных формаций	Тип терригенный угленосный (каменные и бурые угли)	1. Угленосная	2. Глинисто-песчаная сероцветная 3. Кварцево-каолинитовая
			Тип мафический (медь, никель, графит, железо, титан)	Субформации базальт-долеритовой (трапповой): 1. Оливинит-гарцбургитовая 2. Троктолит-долеритовая 3. Долеритовая 4. Тешенит-долеритовая
Секущих (плутоногенных) комплексов	Конечной (эмерсивной) стадии	Тип фондитовый (алмазы)	Кимберлитовая	

Рудные формации		Примеры зон, месторождений	Примечания
I. Каменноугольная (1) II. Буроугольная (1) III. Каолинитовая (3)		I. Тунгусский угленосный бассейн (средний карбон—пермь), Ленский бассейн (мел) II. Подмосковский бассейн (ранний карбон) III. Украина	
	I. Сульфидная медно-никелевая (1, 2) II. Железородная магнезиоферритовая скарновая (3, 4) III. Графитовая контактовая (3)	IV. Полиметаллическая (3, 4) V. Титан-железородная (титаномагнетитовая) (2, 3)	I. Сибирская платформа (Норильск, Талнах, Октябрьское, р. Курейка) II. Сибирская платформа (Ангаро-Илимский район) III. Сибирская платформа (Ногинское, Курейское) IV. Сибирская платформа V. Русская платформа (Пудожгорское)
Алмазоносная кимберлитовая Редкоземельная кимберлитовая		Сибирская платформа (средний палеозой)	

Зоны терригенно-карбонатного типа (горючие сланцы) включают известняково-кукерситовую и известняково-глинистую сероцветную формации. Сюда же входит так называемая доманиковая формация. С зонами этого типа связан сравнительно небольшой круг полезных ископаемых. В синеклизах это горючие сланцы (кукерситы) Балтийской синеклизы.

Зоны карбонатного типа (флюорит, свинец, цинк) выделяются для площадей распространения известняковой, известняково-доломитовой, меловой и рифовой формаций. Сюда же условно отнесены кремнисто-карбонатная, опоковая и кремнисто-диатомитовая формации. С известняковой формацией среднего карбона Московской синеклизы связано флюоритовое (ратовкитовое) оруденение. В зонах рассматриваемого типа отмечается свинцово-цинковое оруденение в карбонатных породах ордовика — силура Балтийско-Московской синеклизы. Генезис оруденения до сих пор является спорным.

Зоны поздней (регрессивной) стадии с преимущественным развитием осадочных формаций

Эти зоны наиболее разнообразны как по составу слагающих их геологических формаций, так и по набору развитых здесь полезных ископаемых. Регрессивная группа формаций представлена обломочными формациями (вплоть до конгломератовых), карбонатными (преобладают доломитовые и мергельные) и их сочетаниями. Характерно (но не обязательно) наличие эвапоритовых формаций с гипсом, ангидритом, каменной и калийными солями. Иногда гипс в тех или иных количествах присутствует в песчаных, известковых, доломитовых, глинистых формациях. Породам иногда присуща красноцветность.

Мощность регрессивной группы формаций, как правило, значительная, измеряется сотнями и тысячами метров. Залегание формаций этой группы на подстилающих самое различное, нередко несогласное как группы в целом, так и отдельных формаций внутри группы друг на друге. Регрессивная группа формаций часто выклинивается к периферии структур, порой замещается по латерали формациями инундационной или трансгрессивной групп. В пределах антеклиз регрессивная группа формаций отсутствует.

Зоны, связанные с регрессивной стадией, разделяются на терригенные сероцветные, терригенные красноцветные, карбонатные, эвапоритовые сульфатно-карбонатные и эвапоритовые галогенные. Существуют все переходы между ними, и отнесение зон к тому или другому из этих типов производится по преобладанию одной из составляющих.

В зонах терригенного сероцветного типа (железо, титан, цирконий) преобладают формации глинисто-песчаная сероцветная, известняково-глинистая сероцветная, битуминозно-глинистая, известняково-глинисто-песчаная сероцветная. Они достаточно широко распространены в синеклизах и несут раз-

нообразное промышленно важное оруденение. С терригенными формациями связана железорудная оолитовая формация [Критерии..., 1978]. Наиболее ярко она представлена в Керченском месторождении. Небольшое Сартаганское месторождение марганца известно на Мангышлаке в связи с известняково-глинисто-песчаной сероцветной формацией среднего олигоцена. В терригенных отложениях Предкавказья размещаются циркон-ильменитовые россыпи. Повышенное содержание ильменита известно также в девоне (муллинские слои) Московской синеклизы.

Зоны терригенного красноцветного типа (медь) представлены на платформах сравнительно ограниченным числом. Сюда относятся картамышская раннепермская зона, связанная с алевроито-песчаной формацией (Бахмутская и Кальмиус-Торецкая котловины Донбасса), а также некоторые зоны молодых платформ, не несущие оруденения. Алевроито-песчаная красноцветная картамышская формация Донбасса несет вкрапленное медное оруденение.

Зоны карбонатного типа (молибден, ванадий) включают известняково-доломитовую, доломитовую, кремнисто-известняковую (доманиковую) формации, пользующиеся ограниченным распространением. Чаше карбонатные породы присутствуют в составе эвапоритовых формаций. Оруденение в связи с карбонатными зонами не известно, но формации этого типа часто являются нефтемещающими. С доманиковой формацией на Русской платформе связана молибден-ванадиевая минерализация.

Зоны эвапоритового сульфатно-карбонатного типа (сера, целестин) распространены чрезвычайно широко на всех платформах, древних и молодых. Гипс и ангидрит здесь пропитывают терригенные и карбонатные породы или образуют самостоятельные, порой весьма мощные пласты. С сульфатно-карбонатной и известняково-доломитовой формациями связаны месторождения самородной серы и целестина. Месторождения серы являются эпигенетическими, но для их образования наличие сульфатов и карбонатов обязательно. Сюда относятся месторождения Поволжья, Приуралья.

Зоны эвапоритового галогенного типа (калийные и каменная соли, бор). Галогенные формации в синеклизах платформ также получают широкое распространение. Особенно это относится к Сибирской платформе, где кембрийская соленосная формация занимает площадь около 1,5 млн. км², а мощность ее достигает 2000 м. На Русской платформе галогенные формации присутствуют в Московской, Мезенской синеклизах, в восточной части Польско-Литовской синеклизы (цехштейновый бассейн Западной Европы). Галогенные формации несут месторождения каменной соли, калийных солей, бора. Из них каменная соль наиболее распространена. Калийные соли обнаружены на Сибирской платформе в Иркутском амфитеатре, на Русской в Калининградской области, в Прикаспийской впадине. В последней же известен и бор.

Зоны конечной (эмерсивной) стадии

Эмерсивная группа формаций соответствует высокому стоянию данного участка платформы и является как бы антиподом инундационной. В состав этой группы входят образования самого различного генезиса, исключая морские осадочные. Это могут быть дельтовые, аллювиальные и озерные кластические, реже карбонатно-кластические отложения, иногда с гипсом (верхняя пермь и нижний триас Русской платформы), моласса (в том числе угленосная) и молассоидные образования, коры выветривания и продукты их переотложения, тиллиты и другие ледниковые отложения (в том числе четвертичные), угленосные лимнические формации. Наконец, к эмерсивной группе принадлежит преобладающая часть (во всяком случае по объему) магматических образований платформ, в том числе трапповая формация раннего триаса Тунгусской синеклизы Сибирской платформы, суммарный объем материала которой превышает 10^6 км³, и траппы раннего венда Волюно-Оршанской синеклизы Русской платформы с объемом порядка 10^4 км³.

Налегание формаций эмерсивной группы на подстилающие образования может быть согласным или несогласным в зависимости от отсутствия или наличия перерыва. Обычен второй случай. В эмерсивную стадию осадконакопление может прекращаться и возобновляться, соответственно могут иметь место перерывы и несогласия между формациями внутри группы.

Необходимо иметь в виду, что с началом нового прогибания после эмерсии, до того как данная территория погрузится под уровень моря, в ее пределах начинают накапливаться континентальные отложения, затем сменяющиеся морскими трансгрессивной стадии. Иными словами, трансгрессия (прогибание) фактически фиксируется уже континентальными отложениями, однако для единообразия и во избежание возможных ошибок они относятся к стадии эмерсивной.

Характерное для эмерсивной стадии некоторых синеклиз и антеклиз платформ излияние лав различного состава обусловлено повышенной тектонической активностью всей платформы и отдельных ее частей в периоды перестройки структурного плана, обычно совпадающие с этой стадией.

Зоны с преимущественным развитием вулканических формаций

В настоящее время на платформах СССР установлены следующие вулканические формации (в порядке распространенности): базальт-долеритовая, трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовая, липарит-базальтовая*. Из них металлогеническое значе-

* Положение трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовой и липарит-базальтовой формаций недостаточно определено, и, в частности, в данной книге они отнесены к рифтогенным образованиям. (Прим. ред.).

ние имеет только первая. Выделяются два типа зон, связанные с базальт-долеритовой (трапповой) и туфовой базальт-долеритовой (трапповой) формациями.

В зонах мафического типа (исландский шпат, барит, агат) базальт-долеритовая формация пользуется преимущественным распространением среди других вулканических формаций платформ. В частности, на Сибирской платформе она проявилась в связи с развитием Патомско-Вилуйского авлакогена в девоне, а в раннем триасе — в Тунгусской синеклизе, причем объем магмы, излившейся во втором случае, больше, чем в любой другой трапповой провинции мира. На Русской платформе базальты трапповой формации также распространены достаточно широко, известны в венде Волюно-Оршанской синеклизы и в девоне Воронежской антеклизы. В зонах развития базальт-долеритовой (трапповой) формации (Тунгусская синеклиза) размещаются месторождения исландского шпата, барита и проявления самородной меди. Последние известны и в Волюно-Оршанской синеклизе. На Тимане в связи с девонскими базальтами известны месторождения агата и проявления исландского шпата.

Зоны мафического туфового типа (исландский шпат, барит, агат) развиты меньше, чем только что рассмотренные. На Сибирской платформе обширные поля туфов расположены к югу и юго-востоку от поля развития траппов Тунгусской синеклизы; на Русской обрамляют с севера Волюно-Оршанскую синеклизу. Зоны с туфовой трапповой формацией вмещают месторождения исландского шпата, целестина, барита, агата. Все они известны лишь на Сибирской платформе, в Тунгусской синеклизе.

Зоны с преимущественным развитием осадочных формаций

Среди зон этой группы выделяются три главных типа, связанные с глинисто-песчаной сероцветной, глинисто-песчаной красноцветной и угленосной формациями.

Зоны терригенного сероцветного типа и кор выветривания (железо, титан, алмазы, бокситы) включают формации кор выветривания, глинисто-песчаную сероцветную, карбонатно-глинисто-песчаную и олигомиктовую. Формации кор выветривания известны преимущественно на антеклизах и филократонах [Геологические формации докайнозойского чехла Сибирской платформы, 1974 г.], все остальные — преимущественно в синеклизах.

С корами выветривания связаны месторождения мармитовых железных руд, развивающихся по железистым кварцитам за счет выщелачивания кремнезема. Магнетит мармитизируется. Огромные месторождения этого типа известны на Украинском щите (Кривой Рог) и Воронежском (КМА) кристаллическом массиве. Они возможны также на Сибирской платформе, на северных

склонах Алданской антеклизы под осадочным чехлом. При выветривании образованы также меловые элювиальные месторождения бокситов и никеля на Украинском щите, никеля — в Ветреном Поясе (Карелия), бокситов — на Воронежском кристаллическом массиве. На Сибирской платформе в корях выветривания кимберлитовых трубок образуются россыпи алмазов.

В зонах терригенного красноцветного типа (медь) известен целый ряд формаций — алеврито-песчаная красноцветная, известняково-глинисто-песчаная пестроцветная и глинисто-песчаная красноцветная. Эти формации имеют значительное распространение.

Континентальные формации пермской эмерсии закрывают значительную часть Русской, неогеновой эмерсии — Западно-Сибирской и Туранской платформ. На Сибирской платформе к эмерсивной известняково-глинисто-песчаной пестроцветной формации относятся верхоленская и эвенкийская свиты, широко распространенные в Иркутском амфитеатре. В Приуралье с алеврито-песчаной и глинисто-песчаной красноцветными формациями связаны медистые песчаники.

Зоны терригенного угленосного типа (уголь) очень широко представлены в визейском ярусе Русской платформы, где они протягиваются по западной окраине Балтийско-Московской синеклизы в близком к меридиональному направлении от Липецка—Орла на юге до Архангельска на севере. Еще шире они развиты на Сибирской платформе, распространяясь вдоль западной, южной и восточной окраин Тунгусской синеклизы (средний карбон—пермь), во впадинах внутри платформы и по ее северной и восточной окраинам (юра). Эта же формация включает бурогольные месторождения неогена Украины, Западной Сибири и некоторые другие.

ЗОНЫ СЕКУЩИХ (ПЛУТОНОГЕННЫХ) КОМПЛЕКСОВ КОНЕЧНОЙ (ЭМЕРСИВНОЙ) СТАДИИ

Интрузивные образования на платформах приурочены, как правило, к эпохам перестройки структурного плана между этапами, т. е. к эмерсивной стадии. Выделяются два типа структурно-минералогических зон — мафический и фойдитовый (кимберлитовый).

В зонах мафического типа (медь, никель, графит, железо, титан) интрузии траппов (базальт-долеритовая формация) распределяются вдоль границ крупных синеклиз (Тунгусской на Сибирской платформе, Онежской на Русской), авлакогенов (Припятско-Донецкого на Русской платформе, Патомско-Вилуйского, Нижнеенисейского на Сибирской), а также по северной окраине Сибирской платформы вдоль сочленения Анабарской антеклизы и Лено-Хатангского предгорного прогиба.

Базальт-долеритовую формацию Сибирской платформы можно

разделить на несколько субформаций, из которых минералогическое значение имеют оливинит-гарцбургитовая, троктолит-долеритовая, долеритовая, тешенит-долеритовая. Тектоническая приуроченность этих субформаций в общем та же, что и для формации в целом, но оливинит-гарцбургитовая и троктолит-долеритовая субформации пока известны лишь по бортам Нижнеенисейского авлакогена.

С интрузивными породами платформ связана разнообразная минерализация. Медно-никелевые месторождения связаны с субформациями оливинит-гарцбургитовой (Норильск, Талнах, Октябрьское на Сибирской платформе) и троктолит-долеритовой (р. Курейка). Минерализация в связи со второй из них пока не имеет промышленных масштабов, но перспективы этой субформации не исчерпаны. С долеритовой и тешенит-долеритовой субформациями связаны многочисленные магнезиоферритовые скарновые месторождения Сибирской платформы, протягивающиеся от Норильского до Ангаро-Илимского района, проявления и мелкие месторождения свинца и цинка мурманского интрузивного комплекса на севере Балтийского щита и тычанского комплекса юга Тунгусской синеклизы в Сибири. С долеритовой субформацией связаны многочисленные, порой весьма крупные месторождения графита (Ногинское, Курейское), образованные при метаморфизме углей под воздействием трапповой магмы. С троктолит-долеритовой и долеритовой субформациями связано также Пудожгорское месторождение титаномагнетита на Русской платформе. На Сибирской коренные месторождения титаномагнетита не известны, но с разрушением трапповых тел связано образование ильменитовых россыпей в основании юрских отложений юга Иркутского амфитеатра (заларинская свита).

В зонах фойдитового типа (алмазы) металлогеническое значение имеет лишь кимберлитовая формация. Образование кимберлитов связано с глубинными разломами, возникающими вдоль границ синеклиз, авлакогенов, антеклиз и вообще крупных структур в пределах платформ. Играет роль также временной фактор: алмазоносными являются лишь среднепалеозойские кимберлиты; триасовые и меловые практически лишены алмазов.

* *
*

В развитии осадконакопления, магматизма и металлогении древних платформ намечаются закономерности, частично уже зафиксированные ранее [Семенов А. И., Старицкий Ю. Г., Шаталов Е. Т., 1967, Старицкий Ю. Г., 1973]. Первая заключается в том, что все развитие платформ разделяется на два крупных периода: начальный и период широкого развития платформенного чехла. Краткая характеристика этих периодов дана выше. Вторая закономерность выражается в том, что выделенные для Русской

и Сибирской платформ восемь этапов естественно объединяются в более крупные единицы (см. рис. 24). Первые два этапа образуют первый мегаэтап, соответствующий начальному периоду. Остальные шесть этапов древних платформ объединяются в два мегаэтапа: второй и третий.

Второй мегаэтап начинается в венде и длится до конца триаса—начала юры, т. е. около 400 млн. лет, объединяя четыре этапа. В течение этого мегаэтапа сформировался в главных своих чертах чехол обеих древних платформ СССР. В крупных структурах, развивавшихся на отдельных этапах, присутствует широкий спектр пород, причем, в отличие от предыдущих этапов, здесь широко развиты карбонаты инундационной и регрессивной стадий, слагающие около половины разреза. Начиная со второго этапа на обеих древних платформах идет образование месторождений полезных ископаемых. Среди экзогенных это в первую очередь соли, фосфориты, железо, горючие ископаемые, в меньшей мере бокситы, марганец, медь, титан.

Магматизм второго мегаэтапа разнообразен и интенсивен на обеих платформах. Именно на этот мегаэтап попадают огромные излияния трапповых магм девона Русской и Сибирской платформ (соответственно Припятско-Донецкого и Патомско-Вилуйского авлакогенов), триаса Сибирской платформы. К этому же мегаэтапу относится подавляющая часть кимберлитов Сибири. С магматизмом связано образование большой группы полезных ископаемых, в первую очередь меди, никеля, кобальта, железа, титана, апатита, флогопита, графита, глиноземистого сырья.

Третий мегаэтап, продолжавшийся около 200 млн. лет начинается с ранней или средней юры. В целом для него характерно относительно высокое стояние обеих древних платформ; прогибы образуются лишь вблизи геосинклинальных—складчатых областей (Лено-Хатангский прогиб на Сибирской платформе, Предкавказский и Предкарпатский прогибы—на Русской). На остальной площади иногда возникают лишь маломощные толщи юрских и меловых образований. Исключение составляют Украинская мульда и Прикаспийская впадина Русской платформы, переживавшие в течение седьмого и восьмого этапов унаследованное довольно интенсивное погружение с преобладанием терригенных (моласоидных) осадков. Магматизм третьего мегаэтапа ограничен по масштабам и по количеству формаций. Полезные ископаемые, с ним связанные, не известны.

Экзогенная металлогения разнообразна и имеет большое значение. На седьмом—восьмом этапах образуются месторождения марганца, железа, титана, бокситов, солей, серы, янтаря, горючих ископаемых, фосфоритов.

Здесь необходимо сказать, что в течение седьмого этапа к древним платформам причленились обширные площади молодых платформ—Скифской и Западно-Сибирской. В структурах молодой Западно-Сибирской платформы заключены основные запасы горючих ископаемых третьего мегаэтапа.

Намечается определенная закономерность и в расширении от этапа к этапу круга полезных ископаемых, накапливающихся в чехле платформ. Это видно на примере промышленных концентраций лучше изученной Русской платформы (табл. 7).

ТАБЛИЦА 7

ЭКЗОГЕННАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ ПО ЭТАПАМ РАЗВИТИЯ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Этапы	Главные	Второстепенные
I	—	—
II	—	—
III	—	—
IV	P	Fe, Pb, Zn, Ca, Ba, CaF ₂ , P
V	Al, Ti, NaCl, K	Cu
VI	Cu, NaCl, K, B	Fe, Ni, Cu, Pb, Zn, Mo, Sr
VII	Fe, Ti, NaCl, P	Fe, Mn, Pb, Zn, P, CaF ₂ , Sr
VIII	Fe, Mn, Ti, NaCl, K, S, янтарь	Al, Ni, K P, Cu

Такая закономерность в первую очередь объясняется тем, что рассеянные в древних толщах полезные компоненты при их перемыве и переотложении дают в молодых осадках более высокие концентрации. Для некоторых ископаемых (P, Mn, Cu, S) существенную роль в образовании руд играла, по-видимому, усиливающаяся в ходе геологического времени деятельность организмов. Наконец, выявлению полезных ископаемых способствует лучшая обнаженность молодых пород.

ЗОНЫ АВЛАКОГЕНОВ

По определению Н. С. Шатского [1964 г., с. 552] авлакогены—«это бороздовая сложная структура между одинаковыми зонами на платформе; по обоим краям этой структуры обязательно должны быть участки платформ. Свободное употребление термина ведет к тяжелым недоразумениям. Нельзя называть авлакогеном любой вытянутый прогиб. Надо узко применять термин. Его можно разрабатывать дальше, если это действительно нужно, но во всяком случае расширять значение термина недопустимо». Автор термина выделял авлакогены простые и сложные. На Русской платформе примером простого является Пачелмский авлакоген, сложного—Донецкий.

К структурно-металлогеническим зонам авлакогенов второго периода развития относятся сложные (по Н. С. Шатскому) позднеприпятско-вендский Онежско-Кандакшский [История..., 1981], ранне-среднепалеозойский Северо-Енисейский [Драгунов В. И., Смирнова Е. Б., 1964 г.], среднепалеозойские Припятско-Донецкий, Патомско-Вилуйский [Масайтис В. Л., Михайлов М. В., Селивановский Т. В., 1975 г.], Кольский [История..., 1981].

Для сложных авлакогенов характерны эвапоритовые формации и связанные с ними месторождения солей, мощное развитие эффузивов различного состава, интрузии щелочноультраосновного с карбонатитами, нефелинсиенитового и кимберлитового состава. Молассоидные формации практически отсутствуют.

В своем развитии авлакогены проходят в общем те же стадии (трансгрессивную, регрессивную и др.), что и другие структуры платформ. Отличие заключается в том, что магматические породы сопровождают развитие авлакогена с момента его заложения, а не приурочены к эмерсивной стадии, как в синеклизах. Кроме того, в авлакогенах инундационная стадия, как правило, выпадает.

Все эти особенности заставляют при выделении и описании структурно-металлогенических зон авлакогенов отойти от принятого для других платформенных структур разделения по их стадиям, а выделять зоны с преимущественным развитием вулканических, молассовых, терригенно-карбонатных и эвапоритовых формаций (табл. 8).

Зоны вулканогенного типа включают формации базальт-долеритовую (трапповую), трахибазальт-трахиандезит-трахипаритовую и липарит-базальтовую. Они широко представлены во всех сложных авлакогенах (кроме Нижнеисейского) и во многих простых. Объем вулканических продуктов в разных частях Припятско-Донецкого авлакогена составляет 10—20% общего объема выполняющих его пород [Ляшкевич З. М., 1980 г.]. Зоны этого типа выходят на поверхность лишь на юго-восточном борту Патомско-Вилуйского авлакогена; во всех остальных случаях вулканические образования на поверхность не выходят. Металлогеническое значение описываемых зон не установлено. Известны повышенные содержания апатита в трахибазальтах бассейна р. Наманы-Леңской, не имеющие промышленного значения.

Зоны молассоидного терригенного типа выполняют простые авлакогены, полезных ископаемых не несут.

В зоны эвапоритового типа (каменная и калийные соли, сера) входят формации известняково-доломитовая, известняково-глинистая пестроцветная, галогенная калиеносная, галититовая, сульфатно-карбонатная, из второстепенных доломитовая и др. Пестрый набор формаций обусловлен приуроченностью к регрессивной стадии развития тектоно-седиментационного цикла, характеризующейся частой сменой физико-географических условий. Структурно-металлогенические зоны этого типа зафиксированы в Припятско-Донецком авлакогене, где мощность разреза достигает 5000 м, а пластов каменной соли — более 250 м. По-видимому, не меньшая мощность этого типа формаций и в Патомско-Вилуйском авлакогене, изученном еще совершенно недостаточно. По аналогии с Припятско-Донецким здесь можно ожидать скоплений нефти и газа. Металлогеническое значение зон эвапоритового типа весьма велико. В Припятско-Донецком авла-

когене расположено крупное Старобинское месторождение калийных солей. Значительные месторождения серы в авлакогене не известны, но проявления многочисленны.

ЗОНЫ, СВЯЗАННЫЕ С РАЗВИТИЕМ СОПРЕДЕЛЬНЫХ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Зоны перикратонных прогибов (геосинклинальный этап развития)

Перикратонные прогибы, как это следует из названия, образуются на краю платформы рядом с прогибающейся, формирующейся геосинклиналью и являются частью платформы, вовлеченной в движение соседней геосинклиналью, но не затронутой последующей складчатостью. Поэтому на эти прогибы распространяются закономерности осадкообразования, описанные прежде для крупных платформенных структур. В частности, здесь можно выделить стадии тектоно-седиментационного цикла — трансгрессивную, инундационную и эмерсивную — и соответствующие им осадочные формации (глинисто-песчаную, известняковую, доломитовую, галогенные). Регрессивная стадия в перикратонах, как правило, не проявлена, так как перикратонные бассейны были связаны с открытым морем геосинклиналей. Исключение составляет Предкавказский перикратон, в котором к регрессивной стадии относится соленосная галититовая формация поздней юры, несущая Шедокское месторождение каменной соли. Для перикратонов характерен один тип структурно-минерагенических зон — терригенно-карбонатный (свинец, цинк, каменная соль) (табл. 9).

Изучение перикратонов в общем случае затруднено тем, что в более поздний период в орогенный этап на их месте обычно развиваются краевые (предгорные) прогибы. В результате структурно-формационные комплексы перикратонов оказываются погруженными на очень большую глубину, поэтому дать характеристику связанных с ними структурно-металлогенических зон сейчас невозможно. Исключение составляет упомянутый Предкавказский и Юдомо-Майский (юго-восток Сибирской платформы) перикратоны. В последнем в Майско-Кыллахской зоне распространены мощные толщи карбонатных пород инундационной стадии, в которых присутствует стратиформное свинцово-цинковое оруденение сарданинского типа.

Зоны краевых прогибов (орогенный этап развития)

Краевые (предгорные) прогибы развиваются на периферии платформ, обычно на месте перикратонов, одновременно с образованием орогена на месте складчатой геосинклинали. Для них характерно развитие молассоидных (в том числе угленосных) и эвапоритовых отложений. Для этих прогибов, как и для других структур платформ, выделяются стадии развития, но обычно не

ТИПОВЫЕ СТРУКТУРНО-МЕТАЛЛОГЕ

Типы структурно-металлогенических зон		Геологические формации	
		главные	второстепенные
Согласных стратифицированных комплексов	С преимущественным развитием вулканических формаций	Тип вулканогенный	1. Базальт-долеритовая (трапповая) 2. Трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовая 3. Липарит-базальтовая
	С преимущественным развитием осадочных формаций	Тип молассоидный терригенный	1. Молассоидная 2. Алеврито-песчаная сероцветная
		Тип эвапоритовый (каменная и калийные соли, сера)	1. Известняково-доломитовая 2. Известняково-глинистая пестроцветная 3. Галогенная калиеносная 4. Сульфатно-карбонатная 5. Галититовая 6. Доломитовая

НИЧЕСКИЕ ЗОНЫ АВЛАКОГЕНОВ

Рудные формации		Примеры зон	Примечания
главные	второстепенные		
		Патомско-Виллюйский авлакоген Сибирской платформы, Припятско-Донецкий авлакоген Русской платформы	
		Пачелмский и Среднерусский авлакогены Русской платформы	Характерны для простых авлакогенов преимущественно начального периода развития
I. Карналлит-сильвин-галитовая (3) II. Галитовая (5)	III. Самородной серы (4)	I—III. Припятско-Донецкий авлакоген Русской платформы, Патомско-Виллюйский авлакоген Сибирской платформы	

ТИПОВЫЕ СТРУКТУРНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ЗОНЫ, СВЯЗАННЫЕ

Типы структурно-металлогенических зон	Геологические формации	
	главные	второстепенные
<p>Согласных стратифицированных комплексов</p> <p>Геосинклинального этапа</p> <p>С преимущественным развитием осадочных формаций</p> <p>Тип терригенно-карбонатный (свинцев, цинк, каменная соль)</p>	<p>1. Глинисто-песчаная сероцветная</p> <p>2. Известняковая</p> <p>3. Известняково-доломитовая</p>	<p>4. Галитовая</p>
	Зоны перикра	
<p>Согласных стратифицированных комплексов</p> <p>Орогенного этапа</p> <p>С преимущественным развитием осадочных формаций</p> <p>Тип терригенный (каменный уголь, медь, фосфориты)</p>	<p>1. Алеврито-песчаная красноватая</p> <p>2. Известняково-глинистая сероцветная</p> <p>3. Глинисто-песчаная сероцветная</p> <p>4. Глинисто-песчаная красноватая</p> <p>5. Конгломерато-песчаниковой подгруппы</p> <p>6. Молассовая</p>	
	<p>1. Сульфатно-карбонатная</p> <p>2. Галитовая</p> <p>3. Галогенная калиеносная</p> <p>4. Известняковая</p> <p>5. Глинисто-песчаная сероцветная</p> <p>6. Песчано-доломитовая</p>	<p>7. Доломитовая</p> <p>8. Рифовая</p>
Зоны крае		

С РАЗВИТИЕМ СОПРЕДЕЛЬНЫХ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Рудные формации		Примеры зон, месторождений	Примечания
главные	второстепенные		
тонных прогибов			
<p>I. Свинцово-цинковая карбонатная (3)</p>	<p>II. Галитовая (4)</p>	<p>I. Юдомо-Майский перикратон Сибирской платформы (Майско-Кыллахская, венд)</p> <p>II. Предкавказье (Шедокское, поздняя юра)</p>	
вых прогибов			
<p>I. Каменноугольная (паралическая) (6)</p> <p>II. Каменноугольная (лимническая) (3)</p>	<p>III. Медистых песчанников (1, 4)</p> <p>IV. Фосфоритовая, карбонатная (2)</p> <p>V. Фосфоритовая терригенная (3)</p>	<p>I. Печорский (пермь) и Донецкий (карбон) бассейны</p> <p>II и V. Лено-Хатангский и Приверхоанский прогибы (юра и мел)</p> <p>III. Предуральский (пермь), Прибайкальский и Приенисейский (поздний кембрий) прогибы</p> <p>IV. Предуральский прогиб (Селеукское, Ашинское)</p>	
<p>I. Галитовая (2)</p> <p>II. Карналлит-сильвин-галитовая (3)</p>	<p>III. Самородной серы (1)</p>	<p>I и II. Предкарпатская (Солотвинское, Терблинское и др.), Предуральская (Верхнепечорский, Верхнекамский, Южно-Предуральский бассейны)</p> <p>II и III. Предкарпатская</p>	

полный их набор, так как инундационная стадия здесь иногда выпадает (Предкавказский, Предкарпатский, Приверхоянский прогибы). В отдельных прогибах (Приверхоянский, Лено-Хатангский) выпадает также и регрессивная стадия. Значительно сильнее, чем движение самого прогиба, оказывается влияние на него соседней воздымающейся горной страны, шлейф моласоидных аллохтонных формаций которой в основном определяет вещественный состав выполнения прогиба.

Среди структурно-металлогенических зон краевых прогибов, связанных с развитием осадочных формаций, выделяются два типа: терригенный и эвапоритовый.

Зоны терригенного типа (каменный уголь, медь, фосфориты) выполнены сложным комплексом формаций, в который входят алевроито-песчаная сероцветная, известняково-глинистая сероцветная, моласовая, глинисто-песчаная сероцветная, формации конгломерато-песчаниковой подгруппы. В Предуральском краевом прогибе кроме осадочных известна также базальт-долеритовая (трапповая) формация, представленная двумя покровами суммарной мощностью 20—30 м. Металлогенического значения она не имеет.

Среди рудных формаций, присутствующих в зонах терригенного типа, на первом месте стоит каменноугольная (параличская), образующая крупнейшие бассейны коксующихся углей — Донецкий (карбон) и Печорский (пермь), в которых угли залегают среди моласс; мощность угленосной молассы в Донбассе достигает 18 км. В глинисто-песчаных сероцветных формациях юры и особенно мела Приверхоянского краевого прогиба залегают угли крупного Ленского угленосного бассейна каменных углей. Угленосны эти формации и в Лено-Хатангском прогибе.

Широко распространена в алевроито-песчаной и известняково-глинистой сероцветных формациях Предуральского, Прибайкальского, Приенисейского краевых прогибов рудная формация медистых песчаников. В Предуральском прогибе известно около 800 месторождений и проявлений меди, в большинстве своем непромышленных.

Небольшое значение имеет фосфоритовая рудная формация, встречающаяся в карбонатных породах инундационной стадии Предуральского прогиба (Селеукское, Ашинское и другие месторождения). Значительно перспективнее фосфориты, связанные с моласоидной континентальной глинисто-песчаной толщей Лено-Хатангского прогиба, где они отмечены во многих пунктах, но детально в силу своего расположения не изучались.

В зонах эвапоритового типа (каменная и калийные соли, сера) распространены осадочные формации сульфатно-карбонатная, галитовая, галогенная калиеносная, глинисто-песчаная сероцветная, известняковая, доломитовая, песчано-доломитовая, рифовая. Эти формации соответствуют регрессивной стадии развития структур, которые в краевых (предгорных) прогибах получают гипертрофированное развитие. Иногда

аридные физико-географические условия совмещаются с развитием мощных моласс и в результате, как это наблюдается в Предкарпатском прогибе, возникает соленосная моласса с мощными (в сумме около 700 м) конгломератами, перемежающимися с песчано-глинистыми, мергелистыми (около 3000 м) и галогенными (около 2000 м) породами. Суммарная максимальная мощность отмеченного прогиба достигает 4000—5000 м.

Рудные формации, связанные с описываемыми зонами, имеют большое значение. На первое место здесь надо поставить галитовую формацию. К ней относятся, в частности, месторождения Предкарпатского прогиба (Солотвинское, Тереблинское и др.), Предуральского (многочисленные залежи в Верхнепечорском, Верхнекамском и Южно-Предуральском бассейнах). Кроме каменной большое значение имеют также калийные соли (карналлит-сильвин-галитовая формация), известные в большом числе месторождений Предуральского и Предкарпатского прогибов. При этом последний солеродный бассейн отличается тем, что среди калийных солей здесь преобладают сульфатные (каинит, лангбейнит); это позволяет выделить их в особую рудную формацию. Месторождения самородной серы известны в предгорных прогибах, несущих сульфаты и карбонаты. Сера образуется при эпигенезе в результате взаимодействия несущих сероводород газов и вод с карбонатами. Месторождения контролируются разломами.

Глава 5

СТРУКТУРНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ЗОНЫ РИФТОВ

Древние рифтогенные структуры и приуроченные к ним магматические образования фиксируются обычно в виде фрагментов, будучи переработанными поздними тектоно-магматическими процессами (в геосинклиналиях) или перекрытыми более молодыми осадочными формациями (в пределах платформенного чехла). Поэтому для их выявления недостаточен тот комплекс эмпирически установленных признаков, который применяется для выделения современных рифтовых зон [Милановский Е. Е., 1976, Грачев А. Ф., 1977]. Вместе с тем анализ тектоно-магматического развития земной коры в фанерозое и позднем докембрии не оставляет сомнений, что рифтогенез проявлялся и в более древние эпохи, хотя активность рифтогенных процессов, вероятно, значительно возросла в кайнозойской эре.

Полученные в последнее время дополнительные данные по комплексному изучению континентальных рифтовых зон позволяют установить их широкое распространение (рис. 25), провести корреляцию между типом рифтогенных структур, их региональными геофизическими особенностями и составом продуктов их магматизма. Признаками рифтогенных структур, согласно данным

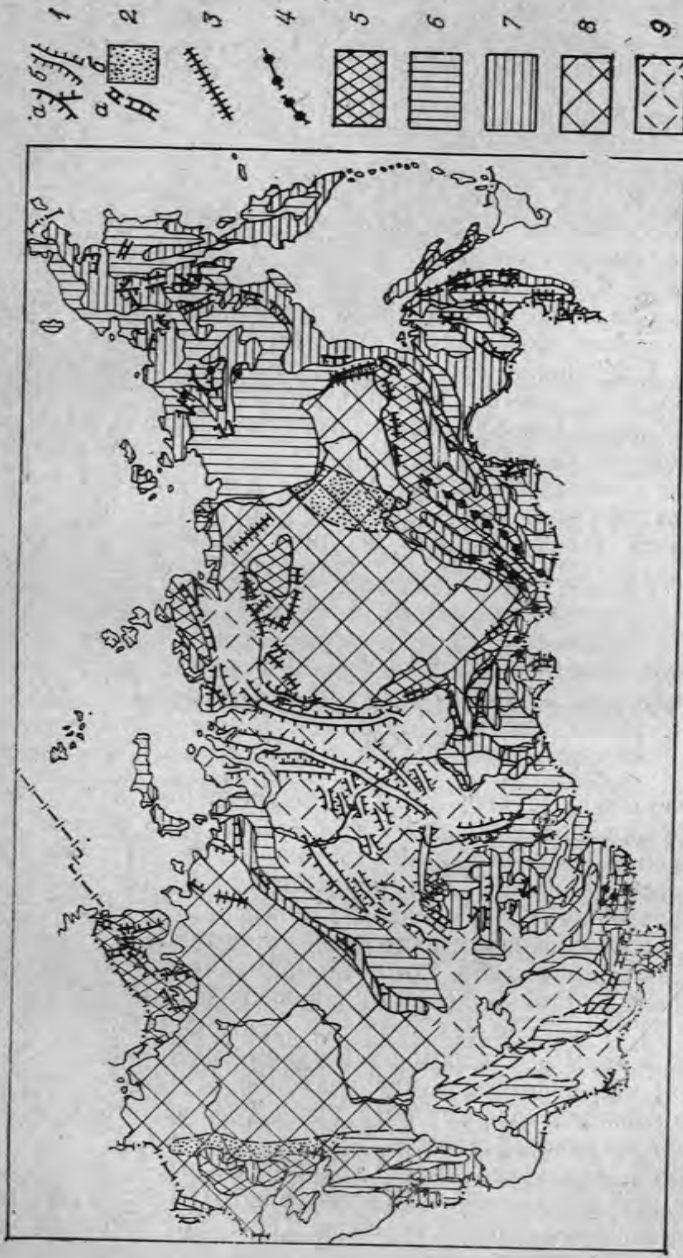


Рис. 25. Схема распространения различных рифтогенных структур и зон на территории СССР.

1—2 — эпигоризогенные структуры: 1 — рифтовые зоны с мафическим вулканизмом на открытой (а) и на закрытой (б) территории; 2 — рифтовые зоны с мафическим и щелочномафическим вулкано-интрузивным магматизмом на открытой (а) и на закрытой (б) территории; 3—4 — эпипалео-зоогенные структуры; 3 — рифтовые зоны с щелочномафическим, щелочноультрамафическим и щелочным вулкано-интрузивным магматизмом; 4 — рифтовые зоны с базальт-трахибазальтовым вулканизмом; 5 — докембрийские складчатые области (щиты и срединные массивы); 6 — фанерозойские геосинклинально-складчатые области; 7 — орогенные области; 8 — эпипалеозоогенные платформы; 9 — эпипалеозоогенные платформы.

Флоренсова Н. А., Логачева Н. П. [1975 г.], Милановского Е. Е. [1976 г.], Боголепова К. В. [1977 г.] и других исследователей, являются:

— регионально проявленные глубинные разломы — раздвиги земной коры, выраженные на земной поверхности в виде систем горстов и грабенов;

— зоны сводовых поднятий, предшествующих и сопровождающих образования грабенов;

— мафический и ультрамафический нормальной щелочности и щелочной магматизм;

— региональное линейно-полосовое утонение земной коры, устанавливаемое в рифтовых зонах, не затронутых позднейшими крупными перестройками;

— повышенный тепловой поток и разуплотнение вещества мантии в зонах рифтов.

Таким образом, рифтогенные структуры, в нашем представлении, включают в себя сводовые поднятия, предшествующие и сопутствующие рифтогенезу, и осевые грабены и горсты (собственно рифты); в тех и в других проявляются магматические формации разных видов, составляющие в пределах рифтогенных структур латеральные формационные ряды. Именно эти продукты магматизма — магматические формации — являются теми вещественными признаками рифтогенеза, которые могут быть использованы (нередко как единственные критерии) для выявления древних рифтогенных структур, даже в случае значительной переработки последних тектоническими процессами.

Развиваемые в последние годы представления о временных и латеральных рядах магматических формаций, т. е. о формациях, закономерно сменяющих друг друга в ходе развития одной структурно-формационной зоны и о пространственно сопряженных синхронно развивающихся формациях в соседних разнотипных структурах [Магматические формации..., 1979], позволяют рассмотреть [Грачев А. Ф., Федоровский В. С., 1980 г., и др.] вопрос о соотношении рифтогенеза и геосинклинального режима, рифтогенеза и платформенного режима [Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М., 1975 г.]. В этом вопросе следует учитывать некоторые существенные факты, которые ранее либо не были известны, либо им не придавалось значения как индикаторам рифтогенеза. К числу таких фактов в первую очередь относятся: проявления трахибазальтовой формации в основании разрезов эвгеосинклинальных толщ; наличие поясов даек габбро-диабазовой формации в многоэосинклинальных зонах, в пределах срединных массивов; проявления в срединных массивах расслоенных мафическо-ультрамафических и щелочноультрамафических комплексов. В последние годы в ряде регионов (Урал, Казахстан, Тянь-Шань, Алтае-Саянская область) в основании разрезов геосинклинальных формаций выявлены базальтовые комплексы повышенной щелочности, условно относимые к трахибазальтовой формации [Магматические формации..., 1979] и сопоставляемые

по особенностям химизма с трахибазальтовыми комплексами, характерными или даже типоморфными для рифтогенных структур. Этот факт может рассматриваться как свидетельство предгеосинклинального рифтогенеза, характеризующегося кратковременным существованием рифтоподобного начального раздвига, перерождающегося затем в геосинклинальный прогиб. Трахибазальтовые комплексы — свидетели рифта, предшествующего общему прогибанию, сохраняются в разрезах далеко не всех геосинклинальных систем; они либо погребены под накоплениями более молодых геосинклинальных формаций, либо разобраны на фрагменты поздними тектоническими движениями.

Косвенным указанием на условия растяжения в период формирования миогеосинклинальных прогибов могут служить пояса даек и силлов габбро-диабазов; они в ряде случаев близодновременны главным массам трахибазальтовых образований эвгеосинклиналей, а их пояса ориентированы согласно с общим направлением геосинклинали (миогеосинклинальная зона западного склона Урала, Улутауская зона Казахстана, миогеосинклинальные зоны Южного Тянь-Шаня, Горного Алтая, Верхояно-Колымской и Чукотской складчатых областей).

Проявления в срединных массивах и на геоантиклинальных поднятиях расслоенных перидотит-пироксенит-норитовых и щелочно-ультрамафитовых интрузий, сопоставимых с аналогичными магматическими образованиями современных рифтогенных структур, также могут рассматриваться как указания на существование «предгеосинклинальных» рифтов. По аналогии с современными рифтами можно полагать, что щелочномафические, щелочно-ультрамафические и расслоенные мафическо-ультрамафические интрузии размещались на «плечах» древних рифтогенных прогибов или же на боковых их ответвлениях; реликты таких структур устанавливаются в пределах геоантиклинальных поднятий или в окраинных частях срединных массивов, не подвергавшихся последующей геосинклинальной переработке. В качестве примеров можно указать на златогорский и красномайский комплексы Кокчетавской глыбы в Северном Казахстане, на кокшаровский комплекс в Сихотэ-Алине и др.

Данные по магматизму, представляющие вещественные признаки эндогенных процессов геологического прошлого, свидетельствуют о том, что во времени и в пространстве намечаются вполне определенные соотношения между геосинклинальным и рифтогенными процессами.

Рифтогенез в пределах платформ находит свое выражение в специфическом магматизме авлакогенов, образование которых относится к авлакогенной (палеорифтовой) стадии платформ [Богданов А. А., 1969 г., Милановский Е. Е., 1970 г.]. В этой связи авлакогены можно рассматривать как элементы платформенных структур, о рифтовом режиме которых можно судить по составу магматических формаций щелочномафического и щелочно-ультрамафического состава. На щитах и кристаллических мас-

сивах рифтогенные структуры, пространственно и во времени сопряженные с авлакогенами плит, устанавливаются с большей достоверностью как по магматическим формациям, так и по тектоно-морфологическим признакам. Примером этого может служить восточная часть Балтийского щита, где прослеживается Кандалакшский рифт, переходящий по простиранию в Онежский авлакоген на северо-западе Русской платформы. Заложение этой системы рифт-авлакоген датируется рифеем, т. е. периодом начального развития чехла Русской платформы [Валеев Р. Н., Горбар Д. И., Тулузакова А. В. и др., 1980 г.].

Таким образом, рифтогенез фиксируется проявлениями магматизма, с одной стороны, как «автономный» процесс, а с другой — как процесс, предшествующий началу развития геосинклиналей и чехла платформ. Все сказанное должно учитываться при выделении и типизации структурно-металлогенических зон в складчатых областях и на платформах.

При создании обобщенной модели процессов рифтогенеза следует учитывать стадийность в развитии магматизма, которая фиксируется последовательностью проявления во времени магматических формаций и характером размещения их в пространстве. Начальная стадия развития рифтогенных структур характеризуется обстановкой растяжения на сводовых поднятиях и появлением систем параллельных или кулисообразно расположенных трещин, фиксируемых сериями даек базальтов (габбро-диабазов, габбро-норитов) и незначительными проявлениями вулканизма. На фоне общего воздымания образуются грабеноподобные впадины или пологие вулканотектонические депрессии, выполненные базальтовыми, липарит-базальтовыми или трахибазальтовыми лавовыми покровами, переслаивающимися с мелководными или континентальными осадками [Михайлов Н. П., 1978 г.]. В других случаях это развитие может переходить в следующую стадию, характеризующуюся дальнейшим горизонтальным растяжением и возникновением грабеноподобных впадин, а также проявлениями базальтового (трахибазальтового) вулканизма и габбрового магматизма повышенной щелочности.

Обстановка растяжения становится максимальной в зонах глубинных разломов: возникают системы грабеновых впадин, чередующихся с горстовыми поднятиями. Приток глубинного и относительно легкого мантийного материала проявляется в сложном парагенезе мафического, щелочномафического, щелочноультрамафического и щелочного магматизма. Вулканические проявления концентрируются в осевых частях грабеновых впадин и в их бортах, а интрузии щелочномафического и щелочноультрамафического состава формируются на поднятиях, на «плечах» рифтовых прогибов. Возникают сложные временные и латеральные ряды магматических формаций, наиболее полно устанавливаемые на щитах и в современных рифтогенных структурах [Разваляев А. М., 1979 г., Скуфьин П. К., Николаева Л. П., 1980 г., и др.].

ТИПОВЫЕ СТРУКТУРНО-МЕТАЛЛО

Типы структурно-металлогенических зон		Геологические формации			
		главные	второстепенные		
Согласных стратифицированных комплексов	Рифтогенного этапа	С преимущественным развитием осадочных формаций	Тип молассоидный (уголь)	1. Алеврито-песчаная сероцветная 2. Алеврито-песчаная красноватая 3. Молассоидная 4. Угленосная	5. Кварцево-каолининовая
		С преимущественным развитием вулканических формаций	Тип мафический (медь)	4. Липарит-базальтовая 5. Трахилипарит-трахибазальтовая	1. Алеврито-песчаная красноватая 2. Молассовидная 3. Угленосная
			Тип щелочномафический (флюорит)	4. Трахибазальтовая 5. Трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовая	1. Алеврито-песчаная красноватая 2. Молассоидная 3. Угленосная
			Тип ультрамафическо-мафический (медь, никель)	2. Липарит-базальтовая 3. Пикрит-базальтовая 4. Габбро-верлитовая	1. Алеврито-песчаная сероцветная

ГЕНИЧЕСКИЕ ЗОНЫ РИФТОВ

Рудные формации		Примеры зон	Примечания
главные	второстепенные		
Каменноугольная (4)	Бокситовая терригенная (5), бурожезельная (5)	Мезозойские впадины (Алдан)	
	Медно-эпидотовая (самородной меди) (4)	Курайлинская (Центральный Казахстан), палеогеновый липарит-базальтовый комплекс Охотско-Чукотского пояса	
		Зона Байкальских рифтов	
Медно-эпидотовая (самородной меди) (3), сульфидная медно-никелевая (4)	Титан-железорудная (титаномагнетитовая) (4)	Имандра-Варзугская и Печенгская (Кольский полуостров)	

Рифтогенного этапа

Типы структурно-металлогенических зон		Геологические формации	
		главные	второстепенные
	Тип ультрамафическо-мафический (никель, медь)	Перидотит-пироксенит-норитовая	
	Тип фойдитовый (железо, титан, апатит, цирконий, алюминий)	<p>1. Меланефелинитов, щелочных ультрамафитов, фельдшпатоидных габброидов и карбонатитов (щелочноультрамафическая)</p> <p>2. Щелочных базальтоидов, фонолитов, щелочных габброидов и нефелиновых сиенитов (щелочномафическая натриевая)</p> <p>3. Щелочных базальтоидов и лейцитифиров, щелочных габброидов, псевдолейцит-нефелиновых сиенитов (щелочномафическая калиевая)</p> <p>4. Фонолитов, щелочных трахитов, нефелиновых (агпанитовых) сиенитов (щелочносалическая натриевая)</p> <p>5. Лейцитифиров, нефелиновых, псевдолейцитовых и щелочных сиенитов (щелочносалическая калиевая)</p> <p>6. Нефелиновых (миаскитовых) и щелочных сиенитов (щелочносалическая миаскитовая)</p>	

Рудные формации		Примеры зон	Примечания
главные	второстепенные		
Сульфидная медно-никелевая	Титан-железородная (титаномагнетитовая)	Мончегорская (Кольский полуостров), Ветреный Пояс (Карелия)	
Флогопитовая (1, 3), вермикулит-гидрофлогопитовая (1, 3), высокоглиноземистая нефелин-полевошпатовая (1—4), апатит-редкометалльно-железородная карбонатитовая (1), титан-железородная (титаномагнетитовая) (1), тантал-ниобий-редкоземельно-флюоритовая (1, 2), нефелин-apatитовая (4), нефелин-тантал-ниобиевая (3, 6), полевошпат-нефелин-кальситовая (5)	Железородная скарповая (3)	Ковдорская и Хибинская (Кольский полуостров), Ишимская (Казахстан), Алданская, Сыннырская (Северное Прибайкалье) и др.	

Для континентальных рифтов Е. Е. Милановский [1976] выделяет, исходя из тектонического положения, структуры основания и предшествующего геологического развития, два типа рифтогенных структур: а) эпиорогенные зоны, где рифтогенез следовал непосредственно за завершением геосинклинального развития складчатых сооружений, т. е. за орогенной стадией, и б) эпиплатформенные зоны, в которых рифтообразование началось после весьма длительного этапа платформенного развития. Эта группировка, предложенная главным образом для современных континентальных рифтов, может быть принята и для древних рифтогенных структур, проявляющихся на современной поверхности в виде отдельных фрагментов и рассматриваемых в настоящей работе как структурно-металлогенические зоны рифтов. Однако для целей структурно-формационного районирования нами предлагается более детальная типизация этих зон преимущественно по характеру проявленного в них магматизма и осадконакопления, определяющих металлогеническую специализацию зон. Всего по этому признаку может быть выделено шесть типов структурно-металлогенических зон (табл. 10). Два типа зон относятся к группе эпиорогенных рифтогенных структур; остальные свойственны как эпиорогенным, так и эпиплатформенным структурам.

ЗОНЫ СОГЛАСНЫХ СТРАТИФИЦИРОВАННЫХ КОМПЛЕКСОВ

Зоны с преимущественным развитием осадочных формаций

К зонам молассоидного типа (уголь) принадлежат грабенообразные впадины с преимущественным развитием осадочных формаций. Они составляют системы параллельных, иногда веерообразно расположенных грабенов, которые трансформируются разломами, контролирующими размещения близодовозрастных интрузивных и вулканогенных образований, или же представляют собой обособленные амагматичные впадины (Баргузинская в Байкальской складчатой области, Нижнеангарская в Северо-Западном Забайкалье).

Рифтогенные структуры, сложенные преимущественно осадочными толщами, проявляются в различных тектонических условиях — в консолидированных складчатых областях, в чехлах платформ, на древних щитах; независимо от тектонического положения они характеризуются сходной минерацией. Осадочные образования грабенообразных впадин рассматриваемого типа представлены исключительно кластическими осадками: песчаниками и конгломератами с прослоями алевритов, аргиллитов и углей. Они принадлежат к молассоидной, алеврито-песчаной красноцветной и сероцветной и угленосной формациям. Мощность осадочных отложений таких впадин достигает 4500 м.

В зонах рассматриваемого типа профилирующими являются каменноугольные месторождения, которые по сравнению с место-

рождениями орогенных впадин, как правило, отличаются значительно большим масштабом и большей мощностью пластов (Южно-Якутский угольный бассейн). Угли этих бассейнов — каменные, от жирных до отощенно-спекающихся.

Рудопроявления железа и бокситов, обычно связанные с мало-распространенной кварцево-каолининовой формацией, как правило, мелкие и не имеют промышленного значения. Для молодых и современных рифтовых зон характерны проявления минерализованных термальных вод, с которыми связано образование травертинов с флюоритом (Горячинский, Гаргинский и другие источники Западного Забайкалья).

Зоны с преимущественным развитием вулканических формаций

Здесь рассматриваются три наиболее резко различных по структурной позиции и составу геологических формаций типа зон:

- а) с преимущественным развитием липарит-базальтовой и трахилипарит-трахибазальтовой формаций;
- б) с развитием трахибазальтовой и трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовой формаций;
- в) характеризующиеся проявлением более основного липарит-базальтового и пикрит-базальтового вулканизма и тесно связанных с ним небольших тел расслоенных интрузий габбро-верлитовой формации.

Зоны мафического типа (медь) проявляются в фанерозойских складчатых областях, прошедших эпигеосинклинальное орогенное развитие. Рифтогенез следует за орогенезом или непосредственно, или с перерывом (в 20—60 млн. лет). В пределах орогенных структур на фоне сводово-глыбовых поднятий в условиях растяжения возникает система параллельных, иногда веерообразно расположенных грабенов или плоских впадин, разделенных горстами и образующих зоны или системы зон значительной протяженности. Амплитуда сбросов достигает 1—2 км. Мощность вулканогенно-осадочных образований в системе грабенов до 2000 м, причем вулканические породы составляют от 30 до 90 % общей мощности [Мясников А. К., 1976 г.].

Ряд магматических формаций представлен слабо дифференцированными образованиями липарит-базальтовой и трахилипарит-трахибазальтовой формаций. Трахибазальты и трахилипариты представляют собой конечные члены магматической дифференциации, а в ряде регионов они образуют самостоятельные трахибазальт-трахилипаритовые комплексы. Морфологически базальты выполняют грабеноподобные впадины и распространяются на их бортах в виде изолированных локальных полого залегающих покровов или больших лавовых полей на площади до нескольких тысяч квадратных километров.

Базальтовые излияния нередко сопровождаются большим количеством субвулканических и гипабиссальных интрузий долерито-

вого, габбро-долеритового и норитового состава; в участках со значительным эрозионным срезом наблюдаются дифференцированные гипабиссальные интрузии с элементами магматической расчлененности, несущие сульфидную никелево-медную минерализацию. Для некоторых зон характерно присутствие субвулканических липаритов и гранит-порфиров (анортотлазовых и санидино-вых гранитов), прорывающих базальты и близкие синхронных с ними по времени образования. Осадочные толщи в этих зонах представлены почти исключительно континентальными отложениями — красноцветными песчаниками, конгломератами, алевролитами, сланцами, туфами, резко туффитами; разрез осадочных отложений грабенообразных впадин нередко завершается угленосными образованиями, в основании которых располагаются конгломераты [Мясников А. К., 1976 г.].

Металлогеническая специализация рифтовых зон рассматриваемого типа определяется проявлениями медно-эпидотовой минерализации в покровных базальтах, иногда распространяющейся на значительной площади. Этот тип минерализации самородной меди в миндалинах и трещинах верхней части базальтовых покровов может быть перспективным. По характеру минерализации оруденение может быть сопоставлено с месторождениями самородной меди в слабо дислоцированных докембрийских базальтах района Верхнего озера (Северная Америка). С гипабиссальными дифференцированными телами долеритов связаны проявления сульфидного никелево-медного оруденения преимущественного сингенетического типа, установленные в Семипалатинском Прииртыше [Михайлов Н. П., 1978 г.].

Одним из примеров рассматриваемого типа могут быть зоны вулканотектонических депрессий с толщами липарит-базальтовой формации (курайлинская свита, Р—Т) в Северо-Восточном Прибалхашье, с которыми ассоциирует медно-эпидотовое оруденение (минерализация самородной меди). Примерами проявления эпиорогенного рифтогенеза данного типа являются палеогеновые липарит-базальтовые комплексы Охотско-Чукотского пояса и неогеновые Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса и др.

Металлогеническая специализация не ясна: покровам базальтов здесь приписывается роль термального экрана, влиявшего на распределение сурьмяно-ртутной минерализации [Синдеев А. С., 1978 г.].

Примерами погребенных эпиорогенных рифтовых зон, выполненных вулканогенными образованиями липарит-базальтовой формации, могут быть серии раннетриасовых грабенов Зауралья и Тургая (Челябинский, Убоганский, Кушмурунский и др.) с широко развитыми в них гипабиссальными телами долеритов.

Зоны щелочномафического типа (флюорит) характеризуются базальтовым магматизмом повышенной щелочности, проявленным, как правило, в различных соотношениях с осадочными образованиями. Металлогения этих зон изучена недостаточно; с ними, возможно, связана флюоритовая, титановая

и полиметаллическая минерализация. Представителем этого типа является зона Байкальских рифтов в той ее части, где вулканические образования играют существенную роль.

Вулканические образования в этой системе рассматриваются как временной ряд трахибазальтовой и трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовой формаций. Наиболее массовые их излияния датируются кайнозойем (плиоцен-четвертичное время). Главная масса вулканических образований приурочена к грабеноподобным впадинам; но они распространяются и за ее пределами, на поднятиях, занимая различный гипсометрический уровень. В низах разрезов развита ассоциация трахибазальтов, базальтов, авгититов, пикритов, трахиандезит-базальтов при подчиненном развитии трахитов и липаритов. Эта ассоциация объединяется в трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовую формацию [Магматические формации..., 1979]. Им нередко предшествуют слабо ритмичные грубокластические толщи. С этой дифференцированной ассоциацией тесно ассоциирует относительно однородная трахибазальтовая формация, в составе которой развиты трахибазальты, андезит-базальты и редко встречаются липариты (1—8%). Магматизм подобного типа известен также в пределах древних рифтоподобных структур на платформах (авлакогены).

Аналоги рассматриваемых вулканических образований известны в системе Африканских рифтов, где они составляют серию умеренно щелочных мафических пород, ассоциирующих с натриевыми щелочными вулканитами в восточной зоне и с калиевыми щелочными породами в западной части [Герасимовский В. И., Поляков А. И., 1977 г.]. В зоне Байкальских рифтов высокощелочных пород не встречено; они установлены только на продолжении рифтовой зоны в пределах Монголии [Артемьев М. Е., 1979 г.].

Зоны ультрамафическо-мафического типа (медь, никель) объединяют металлогенические зоны близкой специализации. Для них характерна антидромная направленность развития магматизма с последовательной сменой формаций: липарит-базальтовая—пикрит-базальтовая—габбро-верлитовая [Москалева В. Н., 1976 г., Рундквист Д. В., Попов В. Е., 1978 г., Суслова С. Н., Старицына Г. Н., Дагелайская И. Н., 1980 г., Скуфьин П. К., 1980 г.]. В зависимости от эрозионного среза состав этого ряда может быть представлен исключительно вулканической пикрит-базальтовой формацией, в строении которой большая роль принадлежит субвулканическим пикритам (силлы, дайки). Грабенообразный характер впадин со ступенчатым асимметричным строением подтверждается геофизическими данными. Характерной особенностью районов с промышленной никеленосностью является развитие в составе вулканитов коматитов со специфическими шестовато-полосчатыми «спинифекс-структурами» [Суслова С. Н., Старицына Г. Н., Дагелайская И. Н., 1980 г.].

Вулканические образования ассоциируют с мелководными и континентальными терригенными осадками. Примером рассмотренного типа зон являются Печенгская, Имандра-Варзугская

и другие на Кольском полуострове и в Карелии, формирование которых датируется концом раннего протерозоя*.

Металлогеническая специализация зон определяется проявлением небольших гипабиссальных дифференцированных интрузий габбро-верлитовой формации. Как правило, они залегают в виде пластообразных и линзовидных тел среди близких по составу вулканических образований пикрит-базальтовой формации. С ультрамафическими породами этих интрузий связаны промышленные месторождения сульфидной медно-никелевой формации.

Среди вмещающих толщ пикрит-базальтового состава и чередующихся с ними маломощных прослоев осадочных пород встречается медное оруденение типа медно-эпидотового с самородной медью в вулканитах и типа медистых песчаников среди осадочных пород.

ЗОНЫ СЕКУЩИХ (ВУЛКАНОГЕННО-ПЛУТОНОГЕННЫХ) КОМПЛЕКСОВ

Зоны ультрамафическо-мафического типа (никель, медь) приурочены к системе разломов на поднятиях, сопряженных с грабеновыми зонами предыдущего типа, сложенными липарит-базальтовыми и пикрит-базальтовыми вулканитами и связанными с ними гипабиссальными габбро-верлитовыми интрузиями. Однако в отличие от них они прослеживаются «цепочками» или отдельными крупными интрузиями перидотит-пироксенит-норитовой формации вдоль зон региональных разломов. Строение интрузий характеризуется ритмичной расслоенностью и переслаиванием пород от дунитов, перидотитов, пироксенитов до габбро и диоритов. Наиболее типичный представитель этого типа — Мончегорская расслоенная интрузия с сингенетическим вкрапленным (Сопча, Нюд) и эпигенетическим жильным (Ниттис—Кумужья—Травяная) сульфидным медно-никелевым оруденением. Интрузия располагается на сочленении с региональным разломом, соединяющим Печенгскую и Имандра-Варзугскую рифтовые зоны. Интерес представляют также дайки ультрамафическо-мафического состава, развитые в этой же зоне и являющиеся свидетелями режима растяжения. Такие дайки образуют, возможно, гипабиссальную фацию перидотит-пироксенит-норитовой формации. Геофизическими методами на глубине в районах развития таких даек устанавливается наличие плотных и высокомагнитных масс, что может служить основанием для прогнозирования здесь рудоносных интрузивных комплексов. Широкое развитие даек и силлов габбрового состава устанавливается и в обрамлении зоны грабенов Ветреного Пояса в Карелии [Федоров Ж. А., Бакушин Е. М., Федотова М. Т., 1974 г.].

Зоны фойдитового типа (железо, титан, апатит, флогопит, ниобий, цирконий, алюминий) размеща-

* Возрастная датировка приводится в соответствии с утвержденной в 1978 г. геохронологической шкалой докембрия.

ются в пределах жестких блоков и устойчивых поднятий, сопряженных в своем развитии с зонами рифтовых впадин, предшествовавших геосинклиналям, в пределах грабено-горстовых зон (маймеча-котуйский комплекс) в платформенных структурах [Егоров Л. С., Рудняченков В. М., Сурина Н. П., 1968 г.] и на щитах. По особенностям состава формаций и рудоносности среди зон этого типа могут быть выделены три подтипа.

Первый подтип объединяет зоны щелочномафических формаций натриевого и калиевого рядов — щелочных базальтоидов, фоллитов, щелочных габброидов, нефелиновых сиенитов и щелочных базальтоидов, лейцитифиров, щелочных габброидов, псевдолейцит-нефелиновых сиенитов. Размещение этих формаций контролируется разломами, рифтогенная природа которых во многих случаях предполагается. В выступах срединных массивов и в геоантиклинальных поднятиях складчатых областей они фиксируют зоны эпиорогенного рифтогенеза, на щитах они расположены в зонах разломов на поднятиях, сопряженных с грабеновыми рифтовыми зонами. Пространственно зоны этого подтипа обычно разобщены и составляют самостоятельные структурно-металлогенические зоны. Формы проявления магматических формаций, свойственных рассматриваемым зонам, на современном эрозионном срезе могут быть различными: от глубокоэродированных интрузивных массивов до сложных вулкано-интрузивных, вулканических и дайковых комплексов. В соответствии с этими признаками реальное металлогеническое значение этих зон различно [Орлова М. П., 1978].

Тектоническое положение зон первого подтипа обусловлено сопряженностью их с эпиорогенными тектоническими движениями и пространственной приуроченностью к выступам фундамента в пределах складчатых областей. Таким образом, они занимают как бы промежуточное положение между эпиорогенной и эпиплатформенной группами континентальных рифтовых зон; по отношению к выступам древнего фундамента складчатой области они могут считаться эпиплатформенными, но по времени образования они сопряжены с эпиорогенным этапом развития складчатой области. Сложные вулкано-интрузивные массивы приурочены к зонам глубинных разломов и, вероятно, сопряжены с грабенами в области сводов, хотя четких указаний на связь их с грабенами в литературе нет. Можно предполагать по аналогии с современными рифтами, что магматические образования рассматриваемого типа локализируются в основном на «плечах» рифтовых зон.

Структурно-металлогенические зоны со щелочномафическими формациями натриевого и калиевого ряда обычно пространственно разобщены; реже их магматизм представлен образованиями промежуточного калиево-натриевого типа (например, ишимский комплекс в Казахстане [Нурлыбаев А. Н., 1969 г.]). В тех же случаях, когда формации натриевого и калиевого ряда совмещены в одних зонах, они являются разновозрастными и характеризуют длительную эволюцию магматизма, отражающего неоднократное

проявленный рифтогенез в эпиорогенной и эпиплатформенной этапы развития структур. Для обеих этих формаций натриевого и калиевого ряда характерны две эволюционные ветви, отвечающие сериям пород нормальной и повышенной щелочности и щелочным. Проявление ассоциаций щелочных пород калиевой ветви характерно для структур с предшествующим базальтовым магматизмом. Положение этой формации калиевого типа может быть двойным: с одной стороны, ее комплексы составляют самостоятельные зоны в наиболее жестких участках эпиорогенных рифтогенных систем, а с другой — формация проявляется на щитах, где образует генетически связанную ассоциацию с калиевыми формациями щелочномафического и щелочноультрамафического состава. [Орлова М. П., Шаденков Е. М., 1979 г.]

Металлогеническая специализация щелочномафической натриевой формации определяется наличием апатита и редкоземельной (ниобий) минерализации в ийолит-мельтейгитах и нефелиновых сиенитах. Для щелочномафической калиевой формации характерны проявления железорудной минерализации, но более типичны концентрации редких земель. Для обеих формаций отмечаются перспективы на глиноземное и керамическое сырье [Орлова М. П., 1978].

Примерами проявления магматизма, свойственного зонам первого подтипа, являются рифейские щелочногабброидные комплексы Карело-Кольского региона, позднедевонский комплекс Казахстана (ишимский) и пермский (ирисуйский) комплекс западной части Таласского Алатау. В Карело-Кольском регионе они представлены хорошо известными щелочномафическими массивами Елеть-Озерским и Гремяха-Вырмесским, которые сформировались в выступах архейских гранито-гнейсовых поднятий в пределах единой длительно формировавшейся тектонической зоны.

Второй подтип зон характеризуется проявлениями щелочноультрамафического магматизма, представленного сложно дифференцированными интрузивными, интрузивно-вулканическими и вулканическими ассоциациями. Зоны этого подтипа развиты на щитах, в краевых частях платформ (авлакогенов) и в геоантиклинальных поднятиях складчатых областей [Сарсадских Н. Н., 1973 г., Орлова М. П., 1978]. В последнем случае их размещение фиксирует зоны рифтогенеза, предшествующего геосинклинальному развитию смежных структур [Москалева В. Н., Шаталов Е. Т., 1974 г.]. Размещение зон второго подтипа контролируется глубинными разломами, рассматриваемыми как части протяженных разломов, связанных с рифтогенезом. В складчатых областях металлогенические зоны этого подтипа устанавливаются на срединных массивах, геоантиклинальных поднятиях, где магматизм фиксирует разломы, связанные с предгеосинклинальным рифтогенезом, о чем было сказано выше. Металлогеническое значение рассматриваемого подтипа зон определяется формацией меланефелинитов, щелочных ультрамафитов, фельдшпаттидных габброидов и карбонатитов. В последние годы выявлены ком-

плексы щелочных ультрамафитов калиевого ряда [Кривенко А. П., 1979, Орлова М. П., Шаденков Е. М., 1979], образующие как самостоятельные металлогенические зоны (Кокчетавская глыба), так и совмещенные с формацией габброидов [Орлова М. П., Шнай Г. К., 1976 г.]. Металлогеническая специализация зон второго подтипа характеризуется железо-титановым, апатит-железорудным, апатитовым оруденением, а также редкометальной минерализацией.

Магматические комплексы, составляющие второй подтип зон, фиксируют рифтовые зоны восточной части Балтийского щита (африканда-ковдорский комплекс), где простираются их и характер магматизма позволили связывать их с грабеном Осло в единую протяженную систему рифтов [Кухаренко А. А., 1965 г.]. Минерогенические зоны этого подтипа в краевой северо-западной части Сибирской платформы имеют более сложный характер ввиду отмеченного выше пространственного и временного совмещения разнотипных магматических образований. Здесь установлена такая последовательность магматических формаций: трахибазальтовая, щелочноультрамафическая с карбонатитами и кимберлитовая. Эти формации характеризуют эпикратонный рифтогенный режим и разные стадии развития структурных элементов платформ. Об этой рифтогенной структуре свидетельствует появление сложного маймеча-котуйского комплекса, приуроченного к зоне растяжения вдоль флексуобразного изгиба на краю глубокого прогиба, выполненного более поздними мощными юрскими осадочными отложениями. Магматические образования маймеча-котуйского комплекса сопоставимы с таковыми восточной части Балтийского щита и восточной зоны Африканских рифтов, на что неоднократно указывали их исследователи [Егоров Л. С., Рудаченко В. М., Сурина Н. П., 1968 г.]

Представителями этой же группы рифтогенных магматических образований, приуроченных к срединным массивам и геоантиклинальным поднятиям, являются характеризующие предгеосинклинальный рифтогенез щелочноультрамафитовый красномайский комплекс раннего кембрия в Кокчетавской глыбе Северного Казахстана, кокшаровский юрский комплекс щелочноультрамафических пород Сихотэ-Алиня и, возможно, кайчинский карбоновый комплекс Тянь-Шаня.

Ко второму же подтипу структурно-металлогенических рифтовых зон, в которых для сложного парагенеза магматических формаций характерно повышенное содержание калия во всех их членах, относится позднеюрская — меловая зона Алдана (Якутский грабен). Пространственное размещение магматических образований различного состава в пределах этой зоны (в западной части — щелочные, в восточной — породы нормальной щелочности) отражает, вероятно, изменчивость состава магматических продуктов рифтогенеза по простираению. Подчеркивается связь проявлений щелочного магматизма на Алданском щите с существенными структурными перестройками на Сибирской платформе. Металло-

генетическое значение рифтогенной зоны на Алданском щите определяется рудопроявлениями золота, молибдена, железа, свинца и др.

Третий подтип структурно-металлогенетических зон фойдитового типа составляют формации нефелинсиенитовой группы, представленные комплексами фонолитов, щелочных трахитов, нефелиновых (агпайтовых) сиенитов — лейцитифиров, нефелиновых, псевдолейцитовых и щелочных сиенитов — нефелиновых (миаскитовых) и щелочных сиенитов. Тектоническое положение этих формаций контролируется приуроченностью к глубинным разломам; они размещаются в пределах выступов фундамента в складчатых областях и, возможно, фиксируют там время проявления эпиорогенного рифтогенеза и на щитах, где формируются в узлах пересечения разломов, оперяющих грабеновые зоны. Минерагенез этих зон представлена апатитовым, нефелиновым, тантал-ниобиевым и редкоземельным оруденением.

Глава 6

СТРУКТУРНО-МЕТАЛЛОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ЗОНЫ ЩИТОВ И ДОКЕМБРИЙСКОГО ОСНОВАНИЯ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ

Исключительно широкое развитие в раннем докембрии процессов метаморфизма и ультраметаморфизма, с которыми связано возникновение большой группы специфических месторождений различных полезных ископаемых, привело к необходимости вовлечения метаморфического фактора в структурно-металлогенетический анализ применительно к древним щитам и массивам, а также к докембрийскому основанию подвижных поясов.

Интенсивная разработка проблемы метаморфогенного рудообразования, осуществляемая в последние два десятилетия силами многих исследователей и научных коллективов [Белевцев Я. Н., 1968 г., 1969 г., 1978 г., *Метаморфические пояса СССР*, 1975 г., Домарев В. С., 1968 г., 1978 г., Жданов В. В., 1972 г., Жданов В. В. и Малкова Т. П., 1974 г., Пономарев В. Г. и Добрецов Н. Л., 1976 г., Салье М. Е., 1978 г., Соколов Ю. М., Глебовицкий В. А. и Турченко С. И., 1975 г., и др.], позволила с достаточной степенью уверенности определить место метаморфических и ультраметаморфических процессов в формировании структурно-металлогенетических зон и их роль в образовании ряда полезных ископаемых. Этому способствовало разделение метаморфогенных месторождений на три различных по генетическим особенностям класса [Соколов Ю. М., Глебовицкий В. А. и Турченко С. И., 1975 г.]: прометаморфический, реометаморфический и ортометаморфический. Первый объединяет проявления полезных ископаемых, сформированные вследствие перекристаллизации и концентрации первичных сингенетических накоплений рудного и нерудного ком-

понента, а второй и третий — объекты, возникшие в результате деятельности метаморфогенных флюидов, обеспечивающих мобилизацию петрогенных и рудных элементов с последующей локализацией их в благоприятных структурных и *P—T*-условиях.

К собственно метаморфогенным относятся, таким образом, ортометаморфические (синметаморфические, по Н. Л. Добрецову), а также реоморфические месторождения, характерные для зон развития комплексов высоких ступеней метаморфизма (гранулитовой и амфиболитовой фаций, диафторитов по ним). Эти зоны фактически не имеют аналогов в блоках земной коры, сложенных фанерозойскими отложениями, что позволяет некоторым исследователям рассматривать их как специфически докембрийские, не поддающиеся реконструкции в отношении первичного состава («субстрата») метаморфических формаций [Хорева Б. Я., 1978 г.]. Они рассмотрены в отдельном разделе. Другой раздел этой главы, написанный В. Е. Поповым, посвящен металлогенетическим зонам докембрия, месторождения в которых относятся к прометаморфическому классу и образуют ряды, гомологичные рядам рудных формаций в структурно-металлогенетических зонах фанерозоя.

ЗОНЫ, СЛОЖЕННЫЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИМИ КОМПЛЕКСАМИ

Высокометаморфизованные комплексы типичны для раннего докембрия и пользуются в пределах древних щитов весьма широким распространением. Как правило, они являются полиметаморфическими, сформировавшимися в течение нескольких метаморфических циклов, главным образом архейского, частью раннепротерозойского времени.

Значительная роль процессов метаморфизма, как прогрессивного, так и регрессивного типов, при образовании месторождений прометаморфического класса признается в той или иной степени всеми исследователями, работающими в областях развития докембрия и отчасти фанерозоя. Группы осадочно-метаморфогенных месторождений постоянно учитываются при металлогенетическом районировании древних щитов и массивов [Геология и металлогения щитов..., 1976, Геологические формации и металлогения Алданского щита, 1976 г.]. Значительно более сложен вопрос о происхождении месторождений полезных ископаемых рео- и ортометаморфического классов, а также об объемах последних.

В качестве реометаморфических достаточно уверенно выделяются месторождения керамических и мусковитовых пегматитов; к ортометаморфическим относятся месторождения флогопитоносных магнезиальных скарнов, железорудных скарнов, хрусталеносных кварцевых жил. Перечисленные объекты локализируются в области глубоких метаморфических и ультраметаморфических преобразований исходных пород в закономерном сочетании с полиметаморфическими комплексами различного состава. Изучение этих комплексов и соответствующих месторождений применительно к конкретным районам достаточно убедительно показало, что во

всех случаях метаморфогенное рудообразование не обнаруживает прямых генетических связей с прогрессивным региональным метаморфизмом и обусловлено процессами метаморфизма регрессивного типа или диафтореза, к числу которых некоторые исследователи относят также повторную гранитизацию гранулитовых пород [Шафеев А. А., Хренов П. М., 1979 г.].

Малая продуктивность прогрессивного регионального метаморфизма, на первый взгляд, кажется парадоксальным явлением, поскольку в ходе его развития возникают большие объемы водно-углекислых флюидов, способных, как считают Я. Н. Белевцев [1969 г., 1978 г.], В. В. Жданов [1978 г.] и другие, вовлекать в миграцию целый ряд рудных компонентов; тем не менее процесс в целом не сопровождается возникновением сколько-нибудь значительных концентраций полезных ископаемых. Объяснение этого кроется в изохимическом характере прогрессивного метаморфизма и в однородности метаморфических преобразований на больших площадях при отсутствии резких градиентов p - T -параметров, что особенно характерно для областей докембрия, поскольку метаморфические процессы осуществлялись здесь в пределах тонкой, тектонически недифференцированной земной коры. В отличие от этого регрессивный метаморфизм имеет, как правило, более локальный характер и проявляется вдоль ослабленных зон, где возможна энергичная фильтрация водных флюидов, оказывающих воздействие на вмещающие породы высокой степени метаморфизма.

В отношении места и времени регрессивного метаморфизма как важного рудообразующего фактора метаморфогенных месторождений нет единого мнения. Сотрудники Института геологии и геохронологии докембрия АН СССР, опираясь на разработанные ими положения о взаимосвязанных метаморфическом и деформационном циклах [Глебовицкий В. А., 1969 г., 1973 г., Дук В. Л., Салье М. Е. и Байкова В. С., 1975 г.], рассматривают регрессивный метаморфизм как заключительный этап каждого цикла, закономерно возникающий вслед за ранним этапом прогрессивных метаморфических преобразований исходных пород.

Другие исследователи, отмечая важную роль диафтореза в метаморфогенном рудообразовании, рассматривают этот процесс только как наложенный, оторванный в своем развитии от более раннего прогрессивного регионального метаморфизма [Михайлов Д. А., 1978 г., Шафеев А. А. и Хренов П. М., 1979 г.]. В известной степени с этими взглядами перекликаются представления В. В. Жданова о метаморфо-метасоматических рудообразующих процессах в докембрии, связанных с региональной гранитизацией, которую А. А. Шафеев и П. М. Хренов [1979 г.] квалифицируют как диафторез по отношению к гранулитовым комплексам.

Важно подчеркнуть, что независимо от трактовки места и времени регрессивного метаморфизма или диафтореза всеми исследователями отмечается не столько метаморфический (изохимический), сколько метасоматический его характер и постоянная

связь с гранитообразованием и комплементарной ему базификацией. В частности, М. Е. Салье [1978 г.] указывает на постмигматитовый характер флюидов, формирующихся на регрессивном этапе метаморфического цикла, и на сходство их эволюции с развитием постмагматических растворов, возникающих в связи с интрузивными телами более высоких уровней земной коры. А. А. Шафеев и П. М. Хренов [1979 г.] при характеристике флогопитоносных метасоматитов Юго-Западного Прибайкалья отмечают их пространственную и генетическую связь с массивами, жилами и «сетчатыми инъекциями» крупнозернистых аляскитоидных гранитов и гранит-пегматитов. В. В. Жданов, выделяя железорудные месторождения зон региональной базификации, подчеркивает их неразрывную связь с областями гранитообразования.

Сказанное позволяет присоединиться к мнению А. А. Маракушева [1979 г.], согласно которому связи между метаморфическими и рудными процессами являются косвенными, отражающими «взаимобусловленность метаморфизма и магматизма, причем магматизм более непосредственно связан с рудообразованием». К настоящему времени достаточно определенно установлена малая продуктивность палингенных гранитов зон регионального метаморфизма и ультраметаморфизма в отношении рудных полезных ископаемых [Ставров О. Д., 1978 г., Никольская Ж. Д., Гордиенко Л. И., 1977 г.]. Очевидно, именно этим обстоятельством объясняется относительно узкий спектр формационных типов рео- и ортометаморфических месторождений в глубокометаморфизованных областях докембрия и преобладание среди них, не считая значительных скоплений железных и титановых руд, главным образом концентраций нерудного сырья: флогопита, мусковита, хрустала и др.

В то же время нельзя не отметить закономерного сочетания полезных ископаемых как про-, так и рео- и ортометаморфического классов с метаморфическими комплексами определенного вещественного состава и степени метаморфизма. Указанные обстоятельства свидетельствуют о преобладающем заимствовании полезных компонентов метаморфогенных месторождений из соответствующих вмещающих пород и об определенной рудоподготавливающей роли прогрессивного метаморфизма и регионального диафтореза, что отмечается практически всеми исследователями.

С учетом сказанного металлогеническое районирование глубокометаморфизованных областей докембрия должно базироваться на выделении разнотипных метаморфических, метасоматических и магматических комплексов, различающихся по своему вещественному составу. Применительно к металлогеническому районированию наиболее существенную роль играет характер метаморфических преобразований, и в частности наложение процессов регрессивного метаморфизма или диафтореза. В соответствии с этим метаморфические комплексы древних щитов СССР разделены на пять больших групп: 1) гранулитовой фации; 2) амфиболитовой фации; 3) диафторитов амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой

фаций по гранулитам; 4) диафторитов зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций и 5) резко зональные комплексы гранулитовой—зеленосланцевой фаций (табл. 11). Первые три группы образуют зоны поясового и отчасти площадного характера, тогда как четвертая и пятая, будучи приразломными, секут ранее созданные структуры и имеют линейные очертания. Отдельно выделяются зоны с преобладающим развитием ультраметаморфических образований [Магматические формации раннего докембрия. . ., 1980].

Зоны, сложенные комплексами гранулитовой фации

Комплексы гранулитовой фации метаморфизма имеют ограниченное развитие в областях докембрийских образований и слагают отдельные блоки в зоны среди диафторитов амфиболитовой фации. Они известны в северо-восточной части Балтийского щита, где к ним относятся так называемый Гранулитовый пояс и гранулиты основного состава в центральной части Кольского полуострова, а также на востоке Алданского щита, в области развития пород тимптонской и джелтулинской серий. В составе рассматриваемых образований преобладают гранулиты умеренных и низких давлений, принадлежащие к андалузит-силлиманитовой фациальной серии (серии А₂, А₃, АБ, по В. А. Глебовицкому).

Зоны развития метабазит-гранулитового комплекса, формирующегося отчасти и в условиях высоких давлений кианит-силлиманитовой серии, что сближает его с эклогит-глаукофансладцевым комплексом, выделяются на юге Гранулитового пояса Балтийского щита, в пределах Лапландско-Колвицкой тектонической зоны, которая рассматривается некоторыми исследователями как древний аналог осевых частей зон Беньофа—Заварицкого [Глебовицкий В. А., 1976 г.]. Они накладываются на глубокометаморфизованные образования более древних циклов, выражаясь эклогитизацией основных пород и возникновением гиперстен-силлиманитовых парагенезисов в глиноземистых породах.

Для метабазит-гранулитовых комплексов характерна титан-железородная и железородная специализация.

Железородная амфиболит-эклогитовая формация представлена небольшими месторождениями Олекминской зоны Алданского щита. Наиболее отчетливо оруденение метабазит-гранулитового комплекса проявлено в ильменит-магнетитовых зонах, например в Кореличской зоне Белорусского кристаллического массива. Оруденение, относимое к титан-железородной амфиболит-эклогитовой формации, здесь залегает среди двупироксеновых кристаллосланцев, пироксеновых гнейсов и амфиболитов, для которых А. М. Дымкин, А. С. Махнач и С. В. Сараев [1979 г.] предполагают возможную первично габбро-норитовую и пироксенитовую природу. Амфиболитизация, по данным этих авторов, развивается на регрессивной стадии и сопровождается разубоживанием руд с переходом части окислов железа в силикатную форму. Для руд характерно

ТАБЛИЦА 11
СТРУКТУРНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ЗОНЫ, СЛОЖЕННЫЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИМИ И УЛЬТРАМЕТАМОРФИЧЕСКИМИ КОМПЛЕКСАМИ
(составили Т. В. Билибина, Л. В. Григорьева, В. Е. Попов)

Зоны развития метаморфических комплексов	Комплексы	Металлогеническая специализация
Плосовые и площадные (сегущие) Пирозомные	Гранулитовой фации	Титан-железородная Высокоглиноземистая и железородная Железородная Высокоглиноземистая Кобальт-серноколчеданная Железородная, фосфатная и флогопитовая Графит Кордиерит-силлиманит, кианит, керамические и слюдоносные пегматиты Горный хрусталь
	Амфиболитовой фации	
Плосовые и площадные (сегущие) Пирозомные	Диафторитов амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций по гранулитам	Золоторудная Титановая и жадеит-глаукофановая
	Диафторитов зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций Гранулитовой — зеленосланцевой фаций (резко зональные комплексы)	
Зоны развития ультраметаморфических комплексов	Метабазит-гранулитовый Гнейсово-гранулитовый Гнейсово-амфиболитовый Гнейсовый Метабазит-кристаллосланцевый Амфиболит-кристаллосланцевый Гнейсово-кристаллосланцевый Высокоглиноземистых гнейсов и сланцев Гнейсово-кварцитовый	Титан-железородная, фосфатного и глиноземистого сырья Не выяснена Слюдяная, редкометаллическая и полевошпатного сырья
	Зеленосланцевых диафторитов Эклогит-глаукофансладцевый	
Зоны развития ультраметаморфических комплексов	Чарнокит-эндербит-анортзитовый Гнейсово-гранодиоритовый Мигматит-гранитовый	

повышенное содержание ванадия и хрома, что отличает их от магнетитовых руд в гнейсово-гранулитовых комплексах.

Зоны развития гнейсово-гранулитового комплекса ассоциируются с графитовой киндигитовой формацией, а также с широко распространенной железорудной гранулитовой, представленной кварц-гиперстен-магнетитовым минеральным типом, иногда с гранатом, шпинелью и сульфидами железа. В пределах Алданского щита месторождения этого типа сосредоточены в Шарыжалгайской и Сутамской структурно-металлогенических зонах. Рудные линзы переслаиваются здесь с гиперстеновыми двупироксеновыми гнейсами и кристаллическими сланцами метабазитового и кварцит-глиноземистого ряда в полосах протяженностью до 10 км.

Генезис месторождений указанной формации трактуется неоднозначно. А. А. Каденским [1954 г.] их возникновение объясняется преобразованием первичных концентраций железа под влиянием пегматитообразующих растворов чарнокитовой магмы; В. А. Перваго [1966 г.], Т. В. Билибина и другие [Геология и металлогения щитов. . . , 1976] определяющим фактором считают региональный метаморфизм. Линейное расположение рудных линз дает основание предполагать приуроченность месторождений к зонам древних разломов, по которым развивались процессы железо-кремнивого метасоматоза, завершающего метаморфизм гранулитовой фации.

Зоны, сложенные комплексами амфиболитовой фации

Комплексы амфиболитовой фации метаморфизма выделяются на Алданском и Балтийском щитах в виде ограниченных по размерам площадей, поскольку в большинстве случаев первичный состав пород, измененных в амфиболитовой фации, реконструируется вполне однозначно. По вещественному составу среди этой группы метаморфических образований выделяются гнейсово-амфиболитовый и гнейсовый комплексы.

К зонам развития гнейсово-амфиболитового комплекса отнесены складчатые образования Олекминской зоны Алданского щита, принадлежащие, по Т. В. Билибиной и др. [Геология и металлогения щитов. . . , 1976], к трем формациям с предположительно реконструированным первичным составом: «известняк-мергель-песчаниковой, спилит-диабазовой, аргиллит-алевролитовой». Первая из них представлена биотитовыми гнейсами, кристаллическими сланцами, подчиненно биотит-амфиболовыми и амфиболовыми гнейсами, пироксеновыми и гранатовыми породами с прослоями мраморов. В составе «спилит-диабазовой» формации — биотит-амфиболовые, амфиболовые и клинопироксен-амфиболовые гнейсы, кристаллические сланцы, ортоамфиболиты, пласты мраморов. «Аргиллит-алевролитовая» формация представлена толщей ритмично переслаивающихся биотитовых, гранат-биотитовых, биотит-амфиболитовых и силлиманитовых

гнейсов. Перечисленные образования являются безрудными. Нужно отметить, однако, что они несогласно перекрываются породами борсалинской серии, залегающими в изолированных троговых структурах и принадлежащими, согласно Т. В. Билибиной, к «джеспилитовой сланцево-диабазовой» формации. Отложения этой серии также метаморфизованы в амфиболитовой фации, однако их относительно молодой возраст и сходство с железорудными кварцитовыми сериями Балтийского щита позволяют рассматривать их в составе геосинклинальных стратифицированных комплексов, характеризующихся развитием формации железистых кварцитов. Железорудная специализация самого гнейсово-амфиболитового комплекса хорошо проявлена на Балтийском щите в пределах Шонгуй-Волшпахской и Пинкельяврско-Половинной зон, где широко развиты месторождения железорудной амфиболитовой формации.

Зоны гнейсового комплекса развиты на Балтийском щите, где он представлен некоторыми свитами беломорской серии, в составе которых по преимуществу участвуют биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы, иногда с кианитом, кордиеритом и силлиманитом.

Зоны, сложенные комплексами диафоритов амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций по гранулитам

Среди зон, сложенных метаморфическими комплексами, эти зоны отличаются наибольшим разнообразием и относительно широким спектром локализованных в них полезных ископаемых. По составу слагающих их комплексов выделяются метабазит-кристаллосланцевые зоны с кобальт-серноколчеданной специализацией (формация фальбанд), амфиболит-кристаллосланцевые (железо, флогопит), гнейсово-кристаллосланцевые (графит), высокоглиноземистых гнейсов и сланцев (кордиерит-силлиманит, кианит, керамические и слюдоносные пегматиты), гнейсово-кварцитовые (горный хрусталь).

Зоны развития метабазит-кристаллосланцевого комплекса детально изучены в пределах Алданского щита, где образования этого комплекса включают в себя толщи курультинской серии Джугджуро-Становой зоны. В составе комплекса обособляются следующие ассоциации пород: кристаллические сланцы гиперстеновые, двупироксеновые и клинопироксеновые; амфиболиты гранатовые и плагиоклазовые; гнейсы и кристаллические сланцы амфиболит-плагиоклазовые с графитом; гнейсы и кристаллические сланцы биотитовые и глиноземистые; кварциты, плагиограниты и эклогитоподобные породы. Все они испытали метаморфизм гранулитовой фации с последующим наложением диафореза амфиболитовой фации.

Сходные ассоциации известны также в западной части Украинского щита среди обширных полей плагиогранит-чарнокитов. На Балтийском щите к ним можно отнести друзитовый комплекс

беломорид, содержащий рассеянную сульфидную минерализацию и обогащенный медью, кобальтом, никелем. При наложении на друзиты, пироксеновые и амфиболовые гнейсы процессов мигматизации возникают сульфидные залежи типа фальбанд.

Зоны развития амфиболит-кристаллосланцевого комплекса развиты в центральной части Алданского щита, в области распространения пород федоровской и илжекской свит иенгрской серии. В составе комплекса участвуют гиперстеновые, двупироксеновые, амфиболовые, биотитовые с гранатом и силлиманитом, силлиманит-кордиеритовые кристаллические сланцы, гнейсы и амфиболиты, кальцитовые и доломитовые мраморы, кальцифиры, диопсидовые и диопсид-плаггиоклазовые породы. Все они последовательно метаморфизованы в гранулитовой и амфиболитовой фациях.

Металлогеническое значение комплекса определяется месторождениями железорудных магнезиальных скарнов с апатитом и флогопитом, тяготеющих к карбонатным породам федоровской свиты. Магнетит-apatит-флогопитовая магнезиальноскарновая формация представлена рядом объектов, сконцентрированных в нескольких рудных районах Алдана: Дес-Леглиерском, Таежинском, Тимптонском, Тас-Ханкунском и др. [Геология и металлогения щитов... , 1976; Геологические формации и металлогения Алданского щита, 1976 г.]. Магнетитовые руды локализуются обычно в контактовых зонах алюмосиликатных и карбонатных толщ, где мраморизованные известняки и доломиты превращены в форстеритовые, диопсидовые, диопсид-флогопитовые, диопсид-гранатовые скарны (скарноиды) и в серпентинизированные породы. Обычно структурная связь руд с полями архейских мигматитов и гранитов.

Происхождение железорудной формации рассматриваемого типа трактуется неоднозначно. Поскольку определяющая роль в формировании железорудных скарноидов принадлежит литологическому, структурному и ультраметаморфическому факторам, можно с достаточной долей уверенности связывать их возникновение с регрессивным этапом позднеархейского тектоно-магматического цикла. С ним же связано и возникновение пластовых залежей апатитовой кальцифировой формации.

Флогопитовые месторождения в метаморфических толщах располагаются, как правило, совместно с железорудными месторождениями магнетитовых скарноидов. Залежи флогопита локализуются в различных горизонтах федоровской свиты Алдана, концентрируясь в пределах нескольких рудных районов: Куранахского, Эмельджакского и др. [Геология и металлогения щитов... , 1976]. Флогопит образует жильно-линзовидные тела, секущие жилы, гнезда, вкрапленность среди пород диопсидового состава. Возраст оруденения — 1800 млн. лет.

Генезис флогопитовых месторождений в метаморфических толщах практически всеми исследователями связывается с регрессивным метаморфизмом и гранитообразованием, хотя и в не-

сколько различной трактовке. А. Р. Энтиным [1966 г.] их происхождение объясняется биметасоматическими реакциями в связи с процессами анатексиса и палингенеза. Со становлением аляскитовых гранитов палингенного характера связывают формирование флогопитовых месторождений И. Я. Дядькина и М. П. Орлова [1976], отмечая их ассоциацию с магнетитовой, апатитовой, лазуритовой и энстатит-шпинелевой рудной минерализацией. Согласно Д. А. Михайлову [1978 г.], определяющую роль в образовании флогопитоносных магнетитовых скарноидов играют процессы наложенного диафтореза амфиболитовой фации и ультраметаморфизма. В. Л. Дук, М. Е. Салье и В. С. Байкова [1975 г.] связывают возникновение месторождений флогопита с активизацией зон вторичного рассланцевания во время заключительного этапа второго тектоно-магматического цикла, сопровождающегося становлением верхнеэгитинских гранитов. Таким образом, помимо тесной сопряженности флогопитовых месторождений с амфиболит-кристаллосланцевым комплексом обнаруживаются также их устойчивые связи с мигматит-гранитовыми образованиями более поздних метаморфических циклов, что должно учитываться в практике поисковых работ.

Зоны развития гнейсово-кристаллосланцевого комплекса, тесно связанного обычно с комплексом высокоглиноземистых гнейсов и сланцев, пользуются широким развитием на Балтийском и Украинском щитах. На первом они представлены архейскими образованиями беломорской и кольской серий и их аналогами в Карельском и Свекофенском мегаблоках, на втором — породами тетеревской серии.

Состав комплексов определяется ассоциацией биотит-плаггиоклазовых, биотит-гранат-плаггиоклазовых, пироксен-плаггиоклазовых, амфибол-биотит-плаггиоклазовых с гранатом гнейсов, амфиболовых гнейсов и амфиболитов, а также биотит-кордиерит-плаггиоклазовых, силлиманит-биотит-плаггиоклазовых и кианит-гранат-биотит-плаггиоклазовых гнейсов. Высокоглиноземистые комплексы занимают обычно более высокое стратиграфическое положение. Формирование этих комплексов связано с последовательным проявлением нескольких тектоно-метаморфических циклов, число которых на Балтийском щите достигает трех с возрастом соответственно 3500—3300, 2900—2700 и 1900—1700 млн. лет [Метаморфические пояса СССР, 1975 г.]. Столь длительная история метаморфических образований привела к возникновению сложной метаморфической зональности в областях распространения гнейсовых комплексов, характеризующихся сочетанием разнородных фациальных серий метаморфических пород.

Металлогенический облик рассматриваемых комплексов определяется месторождениями керамических, слюдяных и редкометалльных пегматитов, графита и глиноземистого сырья, представленного корундом и силлиманитом. Пегматитообразование теснейшим образом связано со становлением ультраметаморфического мигматит-гранитового комплекса (см. с. 190).

Месторождения графита (графитовая гнейсовая формация), весьма многочисленные и нередко промышленные, в связи с гнейсово-кристаллосланцевым комплексом известны на Украинском щите (Волчинецкое, Скалеватское, Желтоводское и др.). Высокоглиноземистое сырье, принадлежащее к кордиерит-силлиманитовой формации, представлено двумя минеральными типами: кордиерит-силлиманитовым и корундовым. Силлиманит и кордиерит образуют мелкую вкрапленность в гнейсах, весьма часто ассоциируясь с графитом; корундовый минеральный тип имеет контактово-метасоматическое происхождение; месторождения локализуются в виде реакционной каймы в контакте силлиманитовых гнейсов, метабазитов и аплитовидных гранитов.

По мнению ряда исследователей [Бельков И. В., 1963 г., Головенко В. К., 1977 г., и др.], большая часть высокоглиноземистых формаций докембрия относится к прометаморфическому классу, т. е. представляет собой метаморфизованные первичноосадочные и деструктивные образования, что рассмотрено в следующем разделе.

Гнейсово-кварцитовый комплекс, развитый на Алданском щите, представлен верхнеалданской свитой иенгрской серии и включает следующие группы пород: кварциты мономинеральные, реже слюдяные, силлиманитовые и магнетитовые; гнейсы биотитовые с силлиманитом, гранатом и кордиеритом; кристаллические сланцы дупироксеновые и гиперстен-амфиболовые, амфиболиты, кальцифиры, диопсидовые и диопсид-скаполитовые породы [Геологические формации и металлогения Алданского щита, 1976 г.].

С гнейсово-кварцитовым комплексом связаны многочисленные хрусталеносные жилы, концентрирующиеся в мощных пачках кварцитов, пронизанных телами архейских гранитов, дайками диабазов и мезозойских щелочных пород. Хрусталеносные жилы тяготеют к участкам пересечения разрывных нарушений, образуя жильные зоны или столбы в местах интенсивной тектонической трещиноватости.

Почти всеми исследователями отмечается устойчивая связь хрусталеносных жил с гранитами, что позволяет считать существенным рудообразующим фактором также и процессы ультраметаморфизма. В то же время абсолютно необходимым условием возникновения месторождений является кварцитовый состав вмещающего комплекса.

Зоны, сложенные комплексами зеленосланцевых диафторитов

Комплекс зеленосланцевых диафторитов по гранулитам и породам амфиболитовой фации метаморфизма установлен на Алданском щите, в зонах Станового и Темулякитского глубинных разломов. Последние, по данным В. С. Когена и М. З. Глуховского [1979 г.], маркируются прерывистыми полосами диафторитов,

достигающими на отдельных участках ширины 20 км и более. Диафторезу подвергаются архейские кристаллические сланцы, гнейсы, гнейсово-граниты и мигматиты, преобразующиеся в эпидот-хлорит-серицитовые, эпидот-амфиболовые и биотит-амфиболовые сланцы. Д. С. Қоржинский [1939 г.], С. П. Кориковский [1964 г.] и ряд других исследователей связывают образование диафторитов со становым комплексом гранитоидов и считают процесс одноактным. По данным Г. М. Друговой и В. А. Глебовича [Геология и петрология южного обрамления Алданского щита, 1966 г.], Т. В. Билибиной, Е. П. Миронюка и др. [1976 г.], Л. И. Салопа [1966 г.] и других, диафторез в зоне Станового разлома проявляется неоднократно от раннего протерозоя до мезозоя включительно.

Диафториты сопровождаются кварцевыми и кварц-карбонатными жилками с сульфидами железа, меди, свинца, цинка, золота. Золото содержится в жилах в виде мелкой рассеянной вкрапленности в кварце, и главным образом в виде тонкозернистых включений в сульфидах [Геологические формации и металлогения Алданского щита, 1976 г.]. По мнению Т. В. Билибиной и других, повышенная золотоносность обуславливает в основном формирование россыпных месторождений, известных вдоль южного обрамления Алданского щита, и, очевидно, является источником металла для эндогенных концентраций мезозойской эпохи. Значительных концентраций золота в диафторитах не обнаружено.

Зоны, сложенные эклогит-глаукофансланцевыми комплексами

К типичным представителям структурно-металлогенических зон этого типа относятся зоны развития рутиловых эклогитов и амфиболитов на Южном Урале. Они приурочены здесь к восточной краевой зоне Уфалейского выступа докембрия. Парагенетическая минеральная ассоциация эклогитов — омфацит, глаукофан, гранат, рутил, а амфиболитов — роговая обманка, эпидот-цоизит, плагиоклазы, гранат, рутил, сфен. Обогащение эклогитов рутилом, как показано А. П. Казаком [1963 г.], отчетливо связано с процессами перекристаллизации менее метаморфизованных пород, содержащих рассеянную титановорудную минерализацию. Выявляется также приуроченность рутилоносной зоны к полосе повышенной деформации пород, тянущейся на многие десятки километров при ширине 4—6 км и сложенной в центре эклогитами, а по периферии — амфиболитами и зелеными сланцами. Помимо титанового сырья в этих же зонах локализованы промышленные скопления руд жадеит-глаукофановой формации. Сходные черты имеет Шубинская зона Южного Урала, а также рудоносные зоны Кокчетавской глыбы Северного Казахстана.

Объединение ультраметаморфических формаций докембрия по составу, структурной и возрастной приуроченности позволяет наметить три крупных комплекса: чарнокит-эндербит-анортозитовый, гнейсово-гранодиоритовый и мигматит-гранитовый.

Зоны развития чарнокит-эндербит-анортозитового комплекса (или, по В. Н. Мошкину и И. Н. Дагелайской, анортозит-мангерит-гранитового ряда формаций) обнаруживают в пределах архейских мобильных поясов приуроченность к наиболее древним образованиям, фиксируя горст-антиклинальные выступы типа срединных массивов. Эти зоны характерны для фундамента платформ и щитов (Джугджуро-Становой пояс и Анабарский массив Сибирской платформы, Владимиро-Казанская и Рязано-Саратовская зоны Русской платформы), выявлены они также и в докембрийском основании фанерозойских складчатых областей, например в Охотском и Омолонском срединных массивах Верхояно-Колымской геосинклинальной области. Из слагающих комплекс формаций анортозитовая является наиболее ранней. К ней же приурочено промышленно значимое оруденение ильменит-титаномагнетитового и апатитового состава в Древнеджугджурском и Анабарском комплексах. Сами анортозиты рассматриваются как комплексное сырье для производства глинозема и цемента (высокоглиноземистая полевошпатовая формация).

К наиболее древним относятся также и зоны развития гнейсово-гранодиоритового комплекса, пользующегося весьма широким распространением на Украинском щите и более локальным на Балтийском и Алданском щитах. В составе комплекса выделяются следующие ассоциации пород: гранодиориты, кварцевые диориты, габбро-диориты, мигматиты; чарнокиты, кварцевые диориты, плагиограниты, гранодиориты, мигматиты; гранат-биотитовые и гранат-кордиеритовые граниты, аплит-пегматоидные граниты, мигматиты. Их состав определяется присутствием кварца, андезина, микроклина, обыкновенной роговой обманки, пироксена. В совокупности они образуют мигматит-плутоны, постепенно переходящие в гнейсы. Размеры плутонов достигают 75 км² и более. Гнейсово-гранодиоритовый комплекс не сопровождается сколько-нибудь значительными концентрациями полезных ископаемых и, возможно, относится к числу безрудных.

Мигматит-гранитовый комплекс пользуется весьма широким распространением на всех древних щитах, являясь сравнительно с двумя предыдущими обычно более молодым (2100—1700 млн. лет) и знаменуя собой завершение глобального процесса гранитизации земной коры. В его состав входят плагиоклазовые, плагиоклаз-микроклиновые, микроклиновые граниты и мигматиты, образующие в совокупности крупные мигматит-плутоны, занимающие площади в сотни и тысячи квадратных километров. Среди мигматитов наиболее типичны послонные и теневые

разновидности; встречаются ветвистые и сетчатые мигматиты и агматиты. Большинство исследователей склонны разделять этот комплекс на две формации — мигматит-плагиогранитовую и собственно мигматит-гранитовую, из которых первая обычно выделяется предположительно как более ранняя. Со становлением мигматит-гранитового комплекса тесно связано формирование керамических и слюдоносных пегматитов, иногда содержащих также и редкометалльную минерализацию.

Слюдоносные и керамические пегматиты типично представлены в Беломорском мегаблоке Балтийского щита, где известны промышленные месторождения этого типа [Геология и металлогения щитов..., 1976, Геологические факторы контроля слюдоносных пегматитов, 1971 г., Салье М. Е., 1978 г., и др.]. По составу пегматиты Беломорской провинции, датируемые 2000—1800 млн. лет, делятся на слюдоносные (тип I), комплексные слюдоносно-керамические (тип II), керамические (тип III), непромышленные (тип IV). Все они располагаются в зонах наложенного (диафторического) метаморфизма амфиболитовой фации дистен-силлиманитовой фацальной серии и связаны с различными по составу породами гнейсового комплекса. Слюдоносные пегматиты ассоциируют с глиноземистыми кианит-гранат-биотитовыми, иногда со ставролитом и кианитом, плагиогнейсами, комплексные — с амфибол-содержащими и биотитовыми плагиоклазовыми и плагиоклаз-микроклиновыми гнейсами, керамические — с биотитовыми, плагиоклаз-микроклиновыми гнейсами и гранито-гнейсами.

Генезис слюдоносных и керамических пегматитов Беломорской провинции оценивается различно. Ю. Е. Рыцк, А. С. Никаноров и другие, выделяя два основных генетических типа пегматитов — метасоматический и инъекционный, — указывают на длительное и сложное их формирование в течение трех последовательных эпох метаморфизма, ультраметаморфизма и пегматитообразования. М. Е. Салье [1978 г.], считая все пегматиты метасоматическими, связывает их с регрессивным этапом третьего тектоно-метаморфического цикла, проявившегося в Беломорье в интервале 2000—1800 млн. лет. Различия в минеральном составе жил с образованием достаточно четкой зональности пегматитоносной полосы этот исследователь объясняет изменением рН постмигматитовых растворов в условиях фильтрации их по породам различного вещественного состава.

Ведущая роль наложенного диафторического метаморфизма амфиболитовой фации дистен-силлиманитовой фацальной серии в образовании пегматитовых провинций не вызывает сомнений. Очевидна также тесная связь пегматитообразующих процессов с ультраметаморфизмом вмещающих толщ и возникновением лейкократовых силикатных растворов. Учитывая данные Ю. Е. Рыцка, А. С. Никанорова и других, можно полагать, что в формировании пегматитовых тел участвовали не только пегматитовые растворы, но и расплавы; эти данные указывают также на длительность и сложность процесса пегматитообразования.

Общезвестна в целом низкая рудоносность самих мигматит-гранитовых образований. В то же время, как отмечалось выше, они являются источниками водных флюидов, которые в случае наличия благоприятных по составу вмещающих пород могут транспортировать и концентрировать петрогенные и рудные компоненты. С деятельностью подобных флюидов большинством исследователей связывается главная масса месторождений реометаморфического класса; очевидно, они оказывали также существенное влияние на концентрацию руд в ортометаморфических месторождениях.

ОСОБЕННОСТИ РУДОНОСНОСТИ ДОКЕМБРИЙСКИХ ЗОН, СЛОЖЕННЫХ МЕТАМОРФИЗОВАННЫМИ АНАЛОГАМИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ ФАНОРОЗОЯ

Реконструкция первичного состава метаморфизованных геологических формаций позволяет при выявлении их рудоносности широко пользоваться методом аналогии, что для докембрия является одним из ведущих направлений прогнозно-металлогенических исследований [Сидоренко А. В., 1967 г.]. Без большого преувеличения можно сказать, что, за исключением чисто метаморфогенных (ортометаморфических) месторождений, главная часть рудных концентраций в докембрии подчиняется тем же закономерностям в их локализации, которые выявлены для их аналогов в фанерозое и описаны в предыдущих главах. Вместе с тем своеобразие докембрийского этапа геологической истории Земли, и в особенности раннего докембрия, обусловило специфику как строения целого ряда структурно-формационных зон, так и локализованного в них оруденения.

В числе существенных отличий докембрийских эпох от фанерозоя обычно указывают на специфику начальных стадий формирования земной коры и взаимосвязанных с этим особенностей тепловых полей и магматизма, широкое развитие процессов гранитизации, большую длительность эпох тектоногенеза и рудообразования, отличия в составе атмосферы и гидросферы и др. Влияние каждого из этих факторов на состав и рудоносность геологических формаций еще изучается, однако несомненно, что среди рудных формаций магматического и осадочного генезиса некоторые являются специфично докембрийскими, а некоторые только в докембрии образуют месторождения крупного масштаба. К таким рудным формациям в вулканогенно-осадочных комплексах протерозоя и отчасти рифея относятся железистые кварциты, апатит-магнетитовая, марганцевая гондитовая (кодуритовая), золоторудных конгломератов, высокоглиноземистые, золоторудная «черносланцевая», кобальт-меднорудная песчано-сланцевая, редкометалльно-полиметаллическая скарновая, вольфрамовая скарноидная. В магматических комплексах (вулкано-интрузивных, интрузивных, отчасти реоморфических) — это титан-железородная (титаномангнетитовая) и высокоглиноземистая формации в связи

с анортозитами, медно-эпидотовая (самородной меди) в связи с пикрит-базальтовой формацией (табл. 12). Кроме того, некоторые специфические особенности выявляются для докембрийских рудных формаций, гомологи которых характерны и для фанерозоя, например для медно-цинковой колчеданной, железорудной кремнисто-гематитовой, марганцевой браунит-гаусманитовой кремнисто-карбонатной, барит-свинцово-цинковой кремнисто-карбонатной и др., в особенности в зонах регионального метаморфизма, достигающего амфиболитовой фации.

Рассматривая особенности строения структурно-металлогенических зон докембрия, нельзя не заметить, что прометаморфические (метаморфизованные) месторождения являются как бы связующим звеном между месторождениями ортометаморфического класса и «нормальными» эндогенными, вулканогенно-осадочными и осадочными рудными скоплениями. Характерным примером может служить ряд: ортометаморфические железорудные месторождения кварц-гиперстен-магнетитового типа → прометаморфические толщи железистых кварцитов → вулканогенно-осадочные кремнисто-гематитовые залежи. Минеральный состав руд в зависимости от фаций и типа метаморфизма может быть различным, однако химизм рудного вещества практически обнаруживает связь лишь с составом рудовмещающей и материнской геологических формаций.

Во многих случаях можно увидеть также, что положение оруденения в структуре геологических формаций однотипно и не зависит от их генезиса. Таковы, например, устойчивые сочетания высокоглиноземистых, кварцитовых и железорудных концентраций, имеющие удивительное сходство как в метаморфизованных комплексах, так и в метаморфических толщах, первичный состав которых достоверно не реконструируется [Горошников Б. И., 1967 г., Головенко В. К., 1977 г.]. Подобным образом и сами структурно-металлогенические зоны, сложенные метаморфизованными комплексами докембрия, обнаруживают как черты сходства с их докембрийскими аналогами, так и отличия от них, обусловленные спецификой развития земной коры в докембрии и сближающие строение и состав метаморфизованных комплексов с метаморфическими комплексами пермобильной стадии развития Земли. Например, в протогеосинклинальных зонах можно наблюдать закономерное переслаивание вулканогенных образований с хорошо отсортированными продуктами перемыва кор выветривания (диабазы и кварциты, ортоамфиболиты и высокоглиноземистые гнейсы), что для фанерозоя является своего рода «запрещенной ассоциацией». Антиклинорные зоны протогеосинклинальных прогибов часто представляют собой глыбово-купольные структуры, сходные по строению и метаморфо-метасоматической зональности с гранито-гнейсовыми куполами архейских зон развития метаморфических комплексов. Резко редуцированы в протогеосинклинальных комплексах формации орогенных этапов и связанные с ними рудные месторождения.

ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ЗОН
ФОРМАЦИЙ И СПЕЦИФИЧЕСКИМИ

(составил

Геотектоническая позиция зон	Типы рудоносных комплексов	Геологические формации
Протогеосинклинальные складчатые области	Стратифицированные	Натриевых базальтов (метаспилитов—диабазов) и натриевых базальтов и липаритов в сочетании с осадочными формациями кремнистой и карбонатной групп
		Углеродисто-кремнистая Кремнисто-железистая (джеспилитовая) Карбонатно-терригенной группы и кварцитовая Липаритовая и андезитовая («лептитовая») в сочетании с формациями конгломерато-песчаниковой подгруппы
Рифтогенные системы	Секущие	Габбро-анортозитовая Гранитов рапакиви
		Кварцево-конгломератовая Углеродисто-кремнистая Карбонатно-глинисто-песчаная Пикрит-базальтовая Габбро-верлитовая Липарит-базальтовая
Рифтогенные системы	Секущие	Перидотит-пироксенит-норитовая Пироксенит-перидотитовая
		Обрамление рифтогенных прогибов
Рифтогенные системы	Секущие	Перидотит-пироксенит-норитовая Пироксенит-перидотитовая
		Обрамление рифтогенных прогибов

ДОКЕМБРИЯ, СЛОЖЕННЫХ МЕТАМОРФИЗОВАННЫМИ АНАЛОГАМИ ФАНЕРОЗОЙСКИХ
МАГМАТИЧЕСКИМИ ФОРМАЦИЯМИ

В. Е. Попов)

Характерные фации метаморфизма	Рудные формации
Зеленосланцевая до амфиболитовой	Железистых кварцитов Марганцевая гондитовая (кодуритовая) Вольфрамовая скарноидная Серноколчеданная, медно-цинковая колчеданная, медно-свинцово-цинковая колчеданная и их метаморфизованные аналоги
Зеленосланцевая до эпидот-амфиболитовой	Золоторудная «черносланцевая»
Зеленосланцевая до амфиболитовой	Железистых кварцитов Марганцевая гондитовая (кодуритовая) Высокоглиноземистые (кордиерит-силлиманитовая, кианитовая и др.)
Амфиболитовая	Железистых кварцитов Апатит-магнетитовая
Зеленосланцевая до амфиболитовой	Высокоглиноземистая полевошпатовая Титан-железородная (титаномагнетитовая)
Зеленосланцевая (хлоритовая субфация)	Редкометалльно-полиметаллическая скарновая
Зеленосланцевая (обычно пренит-пумпеллитовая субфация)	Золоторудных конгломератов Кобальт-меднородная песчано-сланцевая Медно-эпидотовая (самородной меди) Сульфидная медно-никелевая (печенгский тип, тип Камбалда)
Зеленосланцевая до амфиболитовой	Сульфидная медно-никелевая (мончегорский и аллареченский типы)

Рифтогенез, наоборот, весьма характерен и разнообразен; в особенности характерны для докембрия рифтогенные прогибы, выполненные мощными вулканогенными толщами мафитового ряда («безынверсионные геосинклинали»). Отмечается также значительно более широкое развитие в докембрийских структурно-металлогенических зонах стратиформных рудных месторождений сравнительно с другими типами [Попов В. Е., Шкуровский В. И., 1976 г.].

Зоны протогеосинклинальных складчатых областей

Среди протогеосинклинальных структурно-металлогенических зон, подобно их фанерозойским аналогам, отчетливо выделяются зоны с широким развитием вулканических пород (протоэвгеосинклинальные) и сланцевые (протомиогеосинклинальные). В общем для докембрийских протоэвгеосинклиналей, в особенности для раннепротерозойской эпохи, наиболее характерен тип мафический слабо дифференцированный, с ограниченным развитием вулканических пород салического семейства и преобладанием серноколчеданного и цинково-медного колчеданного оруденения (Ялонвара-Соанварская, Хаутовара-Парандовская зоны Балтийского щита и др.). Зоны, в строении которых значительную роль начинают играть вулканы кератофирового ряда в сочетании с карбонатными комплексами и в которых появляются цинково-свинцовые рудные концентрации, возникают лишь с середины протерозоя (около 2300 млн. лет назад) и для более древних комплексов не характерны [Металлогения докембрия, 1975]. Колчеданные месторождения перечисленных зон в общем однотипны с фанерозойскими.

Можно отметить, что для докембрийских колчеданных месторождений более характерна повышенная кобальтоносность руд и обычно большие масштабы (большая экстенсивность) серноколчеданного оруденения. В структурном плане намечается преимущественная приуроченность колчеданных залежей к бортовым частям геосинклинальных прогибов и склонам крупных антиклинориев. В пределах самих антиклинорных структур стратиграфические аналоги вулканогенно-сланцевых толщ, вмещающих колчеданное оруденение (гнейсово-амфиболитовые комплексы) несут в себе минерализованные зоны, в которых наряду с сульфидами встречаются вольфрамовая, иногда и оловорудная минерализация (шеелит-сульфидно-скарноидный тип оруденения по В. К. Денисенко и Д. В. Рундквисту [1977 г.]). Этот специфический тип оруденения характерен главным образом для протоэвгеосинклиналей докембрия, хотя и обнаруживает известное сходство с шеелит-сульфидно-кварцитовым типом, известным в нижнем палеозое Горного Алтая [Денисенко В. К., Рундквист Д. В., 1977 г.] и альпийском поясе Европы [Maucher A., 1965 г.] и является, возможно, его метаморфическим аналогом.

В докембрийских металлогенических зонах обращает на себя внимание отчетливая приуроченность вольфрамоносных скарноидов к обрамлению глыбово-купольных структур, в гранито-гнейсовых ядрах которых обнажается более древний фундамент, реоморфизованный в процессе инверсионного гранитообразования. Минерализованные зоны, имеющие мощность от первых единиц до десятков метров, тянутся обычно на десятки километров. Помимо уже упомянутого вольфрама в них содержатся в некоторых случаях промышленные концентрации меди, цинка, сурьмы, олова. Рудопроявления подобного типа известны, например, на Балтийском щите — в Норвегии, Финляндии [Kahma A., 1973 г., Skaagur P., 1974 г.], а также и на территории СССР — в Северном Приладожье [Никольская Ж. Д., Гордиенко Л. И., 1975 г.].

Несколько отличны от более молодых аналогов и месторождения железистых кварцитов, а также связанных с ними гондитов в протоэвгеосинклиналях докембрия, образующие как более крупные единичные объекты с запасами до 150—200 млн. т руды (сравнительно с 20—50 млн. т в фанерозойских аналогах), так и большие по масштабам железорудные и марганцево-железорудные бассейны с запасами порядка 1—1,5 млрд. т. В соответствии с большим метаморфизмом меняется и состав руд: наряду с типичными для фанерозоя гематитовыми разновидностями широко развиты магнетитовые. На примере зоны Улутау (Казахстан) можно показать, что месторождения железистых кварцитов (Балбраун, Керегетас и др.) приурочены к склонам антиклинорных поднятий внутри геосинклинальных прогибов, занимая определенное место в стратиграфическом разрезе (в зеленокаменных сланцах и метавулканитах формации натриевых базальтов, подстилаемых сланцами и гнейсами первично терригенной природы и перекрываемых толщей вулканитов андезит-базальтовой формации). Гондитовые залежи в сочетании с метавулканитами известны в Индии (район Восточный Гхат), в Эбюрской и Бирримской протогеосинклиналях Африканского щита.

Максимальные скопления железистых кварцитов и кремнисто-марганцевых руд (кодуритов) образуются, однако, не в эвгеосинклинальных зонах, а в сопряженных с ними разновозрастных миогеосинклинальных (конгломерато-сланцевых) прогибах. Эти структурно-металлогенические зоны представляют собой железорудные бассейны с запасами в 20—25 млрд. т руды, не имеющие по своим масштабам каких-либо аналогов в фанерозойских областях.

Мощность рудных пачек измеряется в них сотнями метров — километрами, протяженность рудных пластов — десятками и сотнями километров. Примерами таких железорудных бассейнов могут служить Криворожский и КМА в СССР, Хаммерсли в Австралии, а в сочетании с кодуритами — бразильские месторождения штата Минас-Жераис, где железистые кварциты также и золотоносны.



Рис. 26. Схема корреляции разрезов миогеосинклинали и эвгеосинклинали Большого Кривого Рога (по Г. И. Каляеву [1967 г.] с уточнениями).

Геологические формации: 1 — диабаз-спилитовая (натриевых базальтов) с прослоями железных руд кремнисто-гематитовой формации, 2 — аспидная, 3 — кварцево-конгломератовая и кремнисто-сланцевая, 4 — «кератофиро-сланцевая» (натриевых базальтов и липаритов), 5 — измененные ультрафиты, ближе не определенные, 6 — кремнисто-железистая (джеспилитовая), 7 — андезитовая и молассовая, 8 — молассоидная, 9 — карбонатно-глинисто-песчаная, 10 — молассовая, 11 — нерасчлененные; 12 — стратиграфические и структурные несогласия.

Характер взаимосвязи железоносных миогеосинклинальных зон с эвгеосинклинальными прогибами (рис. 26) и примыкающими кратонами (орогенами) объясняет и причины появления железорудных концентраций в сланцевых толщах, и масштабы накопления [Каляев Г. И., 1967 г., Попов В. Е., 1979]. Минеральный состав железистых кварцитов в значительной мере определяется степенью их метаморфизма; ей же иногда объясняются и масштабы оруденения [Белевцев Я. Н., 1978 г.]. Структурно-металлогенические зоны протомиогеосинклинали сложены главным образом кремнисто-железистыми и кремнисто-карбонатно-железистыми комплексами (джеспилитами, итабиритами), подстилаемыми и перекрываемыми конгломерато-сланцевыми толщами, и лишь в очень незначительной степени — метаэффузивными образованиями базитового ряда, реконструируемыми при этом не всегда достоверно.

С эвгеосинклинальными зонами обычно пространственно сопряжены и миогеосинклинальные зоны развития черносланцевых формаций, вмещающих стратиформную золоторудную минерализацию мурунтауского типа, сформированную, по данным В. Г. Гарьковца, за счет селективного метаморфизма первичных, углеродисто-рудных концентраций [Углеродистые отложения докембрия и нижнего палеозоя и их рудоносность, 1978 г.]. Характерным для этих золоторудных зон является исключительная фа-

циальная однородность вмещающих оруденение мощных (километры, десятки километров) кремнисто-черносланцевых и карбонатно-черносланцевых толщ, образованных, по В. А. Станикову [Там же, с. 256—258], в прибрежно-морских и дельтовых комплексах.

Металлоносные сланцы Восточной Сибири, по В. А. Буряку [1976 г.], обнаруживают структурную и стратиграфическую приуроченность, указывающую на большую роль в их локализации гидротермально-осадочных рудообразующих процессов.

Другой формационный состав у докембрийских протомиогеосинклинали с месторождениями высокоглиноземистого сырья. По «зрелости» метаморфизованных кварцитовых, карбонатных и высокоглиноземистых осадков они имеют большое сходство с платформенными образованиями [Головенко В. К., 1977 г.]. Вместе с тем большая мощность отложений (8—12 км), высокая степень дислоцированности толщ, метаморфизм, достигающий амфиболитовой фации, и проявления гранитоидного магматизма указывают на большое сходство зон развития высокоглиноземистых формаций с миогеосинклиналями. Эволюционные ряды формаций в этих зонах довольно однотипны [Горошников Б. И., 1967 г.]: снизу вверх здесь сменяют друг друга кварцево-каолинитовая, кварцито-песчаниковая, глиноземистая, кремнисто-железистая и кремнисто-карбонатная формации. В ограниченном количестве встречаются иногда и вулканиты мафитового ряда. Типичными примерами могут служить Кейвская зона восточной части Балтийского щита, где в пределах червуртской свиты выявлены и разведаны месторождения кианитовых руд, содержащих около 30% глинозема (35—60% кианита), а также Зигальгинская зона Южного Урала, Анайская зона Западного Прибайкалья и др. В некоторых случаях в составе высокоглиноземистых толщ отмечаются и диаспоровые бокситы (пурпольская свита Патомского нагорья в Северном Прибайкалье, формация Стипрок Канадского щита). Наличие метаморфизованных карбонатных формаций в верхней части разреза отличает эти зоны от зон развития метаморфических высокоглиноземистых (силлиманитовых, корундовых) гнейсовых комплексов, ассоциирующих главным образом с кварцито-гнейсами.

Однако и в метаморфизованных комплексах уже намечается разделение зон развития высокоглиноземистых формаций на два типа по особенностям состава вмещающих их образований [Головенко В. К., 1977 г.]:

1) с ограниченным развитием полимиктовых терригенных и карбонатных пород (например, Тепторгинская зона Патомского нагорья);

2) со значительным развитием указанных образований и подчиненной ролью кварцитов (например, Тунгусская зона Енисейского края).

В этом можно видеть зародыш дальнейшего эволюционного расчленения докембрийских протомиогеосинклинали с существ-

венно терригенным составом формаций на: 1) «нормальные» миогеосинклинали, в которых высокоглиноземистые формации ассоциируют с карбонатными при той или иной роли вулканогенных образований, 2) структуры переходного типа (краевые прогибы), а также платформенные — амагматичные, бескарбонатные, с маломощным комплексом терригенно-глинистых формаций каолинового ряда.

Особое место в ряду протогеосинклинальных структурно-металлогенических зон докембрия занимают зоны развития рудоносных «лептитовых» формаций. Изначально под лептитам понимались метаморфизованные кислые вулканы субщелочного ряда, связанные через менее метаморфизованные геллефлинты с неметаморфизованными игнимбритами, лавами, туфами. Теперь это понятие расширено и включает в себя метаморфизованные эффузивы андезитового состава, а также туфогенно-осадочные и осадочные образования, залегающие среди вулканитов и вмещающие пласты полосчатых кремнисто-гематит-магнетитовых руд, аналогичных по облику и составу железистым кварцитам. От других зон развития железистых кварцитов (эвгеосинклинальных мафитовых и миогеосинклинальных конгломерато-сланцевых) эти зоны отличаются значительной ролью не только кислых эффузивов, но также и конгломератовых (молассондных) образований, что ясно указывает на их двойственную природу (орогенность → геосинклинальность).

В фанерозое для зон такого типа устанавливается их промежуточное положение между воздымающимися орогенами и прогибающимися геосинклиналями или, точнее, расширение геосинклинального процесса в орогенные пояса, примером чего может служить Коргонская и отчасти Калгутинская зоны Горного Алтая. Такая «открытая» связь с геосинклиналями позволила В. С. Мелещенко и Э. Н. Янову выделить зоны этого типа в качестве пригеосинклинальных прогибов. Локализованные в них железорудные месторождения образуют непрерывный ряд региональной металлогенической зональности с примыкающими эвгеосинклинальными зонами ($Fe \rightarrow Pb$, $Zn \rightarrow Au$, Ag или $Fe \rightarrow Cu \rightarrow Pb$, Zn), надстраивая, таким образом, ранее намеченные геосинклинальные ряды [Рундквист Д. В., Неженский И. А., 1975]. На Балтийском щите подобная зональность выявляется в докембрии Центральной Швеции (железистые кварциты Торрстенберга, Биспберга и полосы Лаксё → колчеданные полиметаллические месторождения районов Фалун и Грувбергет). В других случаях, например для лептитовых железорудных формаций Гимольско-Костамукшской зоны Карелии, такая зональность не выявлена, однако сочетание кислых вулканитов и грубообломочных молассондов также является достаточно характерным [Попов В. Е., 1979].

Наряду с широким распространением железных руд типа железистых кварцитов, в том числе и метаморфизованных («скарноидов»), в этих же зонах развиты и месторождения апатит-маг-

нетитовой формации, залегающие обычно примерно на том же стратиграфическом уровне среди лептитовых толщ, что и железистые кварциты. Для последних и скарноидов по ним в ряде случаев отмечается повышенная марганценосность.

Как в орогенных секущих структурно-металлогенических зонах докембрийских протоэвгеосинклиналей и их обрамления, так и в наложенных зонах тектоно-магматической активизации проявляются характерные для докембрия зоны распространения интрузий рапакиви. По структурному положению, петрохимическим особенностям и характеру рудоносности формация рапакиви обнаруживает аналогию с диорит-гранодиорит-лейкогранитовой формацией фанерозойских зон. Специализация интрузий рапакиви главным образом редкометальная и отчасти полиметаллическая [Хазов Р. А., 1973 г., Левковский Р. З., 1975 г.], причем рудная минерализация тяготеет не к основной фазе (овоидные граниты или собственно рапакиви), а к более поздним, в частности к лейкогранитовым, разностям, которые ряд исследователей выделяют в отдельный активизационный комплекс, тесно связанный также и с локально проявленной экструзивно-эффузивной фацией [Булин Н. К. и др., 1975 г., Попов В. Е., 1969 г., 1975 г.]. Оруденение локализуется в двоякой форме: 1) в виде зон грейзенизации и жильно-штокверковых рудных полей с полиметаллическо-редкометальной минерализацией (галенит-касситеритовой, как правило, непромышленной); 2) в виде стратиформных залежей полигенного и полихронного характера, сформированных за счет наложения редкометально-полиметаллического оруденения на более древние сульфидно-магнетитовые скарноиды, образованные в сланцево-вулканогенных толщах протоэвгеосинклиналей [Наарала I., 1977 г.].

Секущими являются и титан-железородные металлогенические зоны, развитые в обрамлении докембрийских геосинклинальных поясов, в которых ильменит-магнетитовые, реже ильменит-гематитовые и рутил-ильменитовые руды связаны с габбро-анортозитовыми комплексами. Сложно дифференцированные массивы габбро-анортозитов и анортозитов обычно приурочены в виде цепочек к глубинным разломам, обрамляющим подвижные пояса, и имеют различные размеры — от первых километров до десятков и даже 100—150 км в поперечнике. Рудные тела, обычно согласные с неоднородной зональностью массивов, образуют линзы и зоны интенсивной вкрапленности протяженностью многие сотни метров при мощности десятки метров, располагающиеся в центральной части массивов, обычно ближе к их донным фациям. В некоторых случаях помимо окислов железа и титана руды содержат значительное количество апатита (до 30%), пригодного для извлечения, а также примесь сульфидов; в СССР такие зоны известны в обрамлении Байкало-Енисейской протогеосинклинальной системы (Становой и Джугджурский хребты), а также на Кольском полуострове (Сальные тундры — Кейвы), на Украине (Волянь и Приднепровье).

К рифтогенным прогибам отнесена часть зеленокаменных поясов докембрия, отличных в своем строении от рассмотренных в предыдущем разделе протоэвгеосинклиналей, а именно: 1) имеющих в целом антидромную эволюцию магматизма при преобладающем мафическо-ультрамафическом составе вулканических и интрузивных пород; 2) формировавшихся как раздвиговые зоны без последующей инверсионной складчатости, а также соответствующего регионального метаморфизма и гранитоидного магматизма. С учетом известного сходства по составу и мощности слагающих эти прогибы формаций с раннегеосинклинальными формациями [Старицкий Ю. Г., 1959 г.] для них было также предложено название безинверсионные (рифтогенные) геосинклинали [Попов В. Е., Суслов М. Н., 1976 г.]. Примерами таких зон служат Печенгско-Варзугская на Кольском полуострове, Ветренный Пояс в Карелии, прогиб Кивино на востоке Канадского щита, где мощности вулканогенно-осадочных толщ составляют 10—14 км. В более широком плане кроме этих существенно вулканических зон к рифтогенным прогибам можно отнести и протяженные грабенообразные зоны типа Витватерсранд (Южно-Африканский щит), сложенные главным образом осадочными образованиями мощностью около 8 тыс. м при небольшой роли вулканических пород.

В основании разреза осадочных толщ, выполняющих оба упомянутых типа рифтогенных прогибов, залегают обычно кварцево-конгломератовые формации, для которых устанавливается повышенная золотоносность. Выделяются два типа рудоносных конгломератов — с существенно гематитовым цементом (тип Тарква) и сульфидсодержащим (тип Витватерсранд). С последним связан известный одноименный золоторудный район (металлогеническая зона), в пределах которого выделяются до 8 рудных зон, в том числе наиболее интересная зона Главного рифа протяженностью около 160 км при мощности продуктивной пачки 6—45 м. Кроме золота, извлекаемого из цемента конгломератов, здесь встречаются также минералы урана, платиноиды, алмазы. По структурной и формационной приуроченности золотоносные конгломераты Тарквы (Либерийский щит) в целом однотипны, хотя имеют меньшую протяженность (около 30 км) и значительно менее продуктивны.

В рифтогенных прогибах с широким развитием мафических и мафическо-ультрамафических вулканических формаций значительное развитие получает стратиформное медное оруденение, которое принадлежит главным образом к двум типам: 1) зонам и пластовым залежам вкрапленного и отчасти жильного оруденения, представленного самородной медью, отчасти борнитом и халькозином в вулканиках ультрамафического ряда (медно-эпидотовая формация) и 2) пластам сульфидоносных углеродистых сланцев и известковистых песчаников с вкрапленностью кобальтсодержащего пирита и халькопирита (кобальтоносные медистые

сланцы). Руды обеих формаций занимают определенное место в эволюционном ряду геологических формаций, слагающих минерогенические зоны.

С углеродистыми сланцами и карбонатными породами, синхронными начальной стадии вулканизма (трахибазальтовой и толеит-базальтовой формациям), связано появление кобальтоносных медистых сланцев. Однако максимальные концентрации меди в них синхронны со следующим этапом — пикрит-базальтовым вулканизмом, формирующим также и медно-эпидотовые месторождения [Попов В. Е., 1978 г.]. С перекрывающими пикрит-базальтовую формацию вулканиками орогенной липарит-базальтовой формации оруденения не выявляется. Примером таких взаимоотношений могут служить месторождения самородной меди в районе Верхнего озера в рифтогенном прогибе Кивино на Канадском щите и медистые сланцы месторождения Уайт-Пайн в том же районе. Аналогичные взаимоотношения намечаются для рудопроявлений Онежского прогиба Карелии и Имандра-Варзугской зоны Кольского полуострова. В этих же зонах установлено, что распределение стратиформных медных рудопроявлений обеих формаций контролируется на глубине уступами в поверхности М, имеющей в зонах рифтогенных прогибов сложное ступенчатое строение и большую глубину залегания (38—41 км), обусловленную опусканием блоков гранитной коры при раздвигах и излияниях базальтовой магмы [Металлогеническая специализация глубинных структур восточной части Балтийского щита, 1976 г.].

Внутри рифтогенных зон располагаются и сульфидные медно-никелевые месторождения, связанные: а) с близповерхностными, большей частью силлообразными интрузиями габбро-верлитовой формации (печенгский тип); б) со стратифицированными покровами (?), имеющими состав от пикритов до метаперидотитов, — «коматитовыми экструзиями» (тип Камбалда). В том и другом типе оруденение приурочено к краевым (донным) частям магматических тел и частью локализовано вне их («офсетные» руды). Содержание никеля в печенгских месторождениях по отношению к меди составляет 2,5, по отношению к кобальту 47—56; в Камбалде (Австралия) $Ni/Cu=14$, $Ni/Co=54$. Таким образом, по сравнению с близкими по геологической позиции фанерозойскими месторождениями (например, Норильско-Хараелахской зоны) докембрийские месторождения, локализованные в близповерхностных магматических образованиях, отличаются меньшим относительным содержанием меди и кобальта.

В качестве секущих, поперечных по отношению к рифтогенным прогибам металлогенических зон проявляют себя зоны развития интрузий никеленосных перидотит-пироксенит-норитовой и пироксенит-перидотитовой формаций, для которых характерен соответственно мончегорский и аллареченский формационный тип сульфидных медно-никелевых месторождений. Первый из типов представляет собой зоны вкрапленного оруденения в расслоенных массивах, второй — богатое сульфидное и частью вкрапленное

оруденение в метаперидотитах, а также и в гнейсах вне связи с магматическими породами. В фанерозое аналогом мончегорского типа можно считать месторождение Инсизва (Южная Африка), аналоги аллареченского типа известны только в докембрии (например, месторождение Томпсон в Канаде). В отношении состава руд намечаются те же тенденции: содержания меди и кобальта по отношению к никелю в фанерозойских месторождениях несколько выше, чем в докембрийских.

* *
*

Изложенный материал показывает, что в целом металлогенические зоны развития метаморфизованных формаций докембрия достаточно близки по строению и рудоносности к своим фанерозойским аналогам и могут анализироваться с учетом закономерностей, выявленных для более молодых подвижных поясов. Рифтогенные зоны в этом отношении как будто являются исключением, что, впрочем, может быть связано с недостаточной изученностью этого типа структур.

Глава 7

РУДОНОСНЫЕ СИСТЕМЫ РАЗЛОМОВ СТРУКТУРНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ЗОН

Под системами разломов в данном случае понимаются сопряженные разрывные нарушения различных порядков, связанные с определенными типами геодинамических обстановок формирования земной коры и имеющие наряду с геологическими, геофизическими и другими также характерные металлогенические признаки [Рундквист Д. В., Унксов В. А., Мильштейн Д. М., 1976 г.]. Системы разломов включают в себя крупные разрывные нарушения, которые А. В. Пейве [1945] предложил называть глубинными разломами. Эти разломы обладают особыми структурными и динамическими свойствами. Они длительно развиваются, глубоко проникают в земную кору и верхнюю мантию вплоть до астеносферы. Нарушая сплошность пород, их стратиграфическое залегание, глубинные разломы служат основными путями тепло-массопереноса, проникновения магматических пород и рудообразующих флюидов, фиксируют зоны с резко контрастным распределением температур и давлений горных пород.

Проблема глубинных разломов многогранна. В настоящей главе предпринята попытка их рассмотрения как факторов контроля размещения охарактеризованных выше структурно-формационных (структурно-металлогенических) зон различного типа и рудных и рудоносных формаций в пределах последних.

Геологические и геофизические данные все в большей мере подтверждают высказанную В. Е. Хаиным [1963, с. 13] мысль о том, что глубинные разломы «представляют собой первичные черты строения земной коры, по отношению к которым многие другие черты, в частности геосинклинали, являются вторичными, производными». Аналогичных взглядов придерживаются Г. Д. Ажгирей, А. В. Пейве, А. И. Суворов, Дж. Д. Муди, М. Д. Хилл и другие. Это положение в настоящее время является основой всех моделей развития земной коры — фиксистских (вертикальные и горизонтальные движения по разломам), мобилистских (спрединг на основе разрыва литосферы, субдукция и обдукция по глубинным надвигам), геодинамических (подъем астенолитов по ослабленным зонам мантии и коры).

В целом разломы, как ограничивающие зоны, так и пересекающие их, создают мозаичное, блоковое строение земной коры. Такое строение, отмечавшееся ранее для отдельных регионов, в настоящее время, с развитием космических и глубинных исследований материков и океанов, получило подтверждение как всеобщая глобальная закономерность.

Проблема глубинных разломов тесно переплетается с проблемой выявления и расшифровки природы кольцевых структур. Последние могут быть также различных порядков — от мельчайших до глобальных. Проявление линейных и кольцевых структур на каждом этапе развития земной коры, как показывает анализ геологических материалов, может быть одновременным. Природа кольцевых структур очень разнообразна [Лаверов Н. П., Невский В. А., Толкунов А. Е., 1977, Новые принципы..., 1977, Соловьев В. В., 1978 г.]. Это гигантские кольцевые структуры, окаймляющие жесткие глыбы (блоки) земной коры, крупные кольцевые и дуговидные разломы сводовых поднятий, различные плутоноструктуры центрального типа, в которых кольцевые и радиальные разломы формируются под воздействием внедряющихся магматических расплавов, в связи с проседанием вмещающих пород и т. п., кольцевые разломы соляных куполов, диапировых структур, наконец, кольцевые разломы, возникшие при падении метеоритов и др. Особенно важное значение кольцевые структуры имеют для областей орогенеза и активизации (повторного орогенеза). Этот тип разломов в орогенных вулканических поясах в основном и определяет размещение минерализации.

В последние годы большое внимание привлекают крупные кольцевые структуры. Наиболее четко они выделяются при морфо-структурных исследованиях, космической съемке. Анализ истории их геологического развития свидетельствует о том, что кольцевые структуры этого масштаба являются, по существу, итоговым выражением развития разнообразных и разновременных дугообразных разломов, огибающих более жесткие блоки или образованных вследствие вращательных напряжений в земной коре при преобладании горизонтальной составляющей, или обязаны неравномерным вертикальным перемещениям различных блоков и т. д.

Подчеркнем некоторые общие свойства глубинных разломов, важные для их металлогенической характеристики.

1. Глубинные разломы представляют собой системы сопряженных линейных и дугообразных разрывных нарушений, разделяющих породы на отдельные, часто значительно перемещенные относительно первоначального расположения друг к другу блоки, в пределах которых проявляется метаморфизм высоких давлений и интенсивная приразломная складчатость.

2. Глубинные разломы являются структурами длительного развития, неоднократно проявляющими активность на протяжении десятков и сотен миллионов лет.

3. Глубинные разломы всегда имеют четкое структурно-вещественное выражение, проявляющееся помимо метаморфизма и складчатости в возникновении характерных комплексов осадочных, вулканических, plutонических, метасоматических, рудных формаций.

4. В различные периоды своей активизации или одновременно в разных типах пересекаемых структур глубинные разломы могут проявляться в различной морфокинетической форме (сбросы, взбросы, сдвиги, надвиги).

5. Глубинным разломам свойственна определенная периодичность развития. С периодами их заложения и активизации связаны крупнейшие перестройки земной коры. Они являются «путепроводами» для переноса огромных масс тепла, энергии, мантийного и корового вещества, предопределяющими формирование коры океанического или материкового типов, развитие подвижных поясов и платформ, вертикальные, наклонные и горизонтальные перемещения блоков литосферы и коры относительно друг друга. При этом разломы играют роль как бы катализаторов глубинных процессов, приводящих к перестройке коры.

По масштабу и степени влияния на перестройку сопряженных с ними геологических структур и на их рудоносность системы глубинных разломов могут быть подразделены на две большие группы: системы разломов, контролирующие размещение структурно-формационных и структурно-металлогенических зон и их систем, и системы разломов различных этапов и стадий развития земной коры.

РУДОНОСНОСТЬ СИСТЕМ РАЗЛОМОВ, КОНТРОЛИРУЮЩИХ РАЗМЕЩЕНИЕ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫХ И СТРУКТУРНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ЗОН И ИХ СИСТЕМ

По времени возникновения, масштабу и длительности развития, глубине заложения, рудоконтролирующей роли указанные системы разломов подразделяются на следующие группы.

1. Системы глубинных разломов планетарного масштаба. Предполагается, что они зародились в глубоком докембрии на этапе консолидации литосферы в результате контракционных, ротационных, космических и иных причин и являются наиболее

древней и развитой на Земле сетью разломов [Н. А. Берзин, 1977 г., И. И. Чебаненко, 1963 г., С. С. Шульц, 1966 г., и др.]. А. Зондер назвал ее «регатической». Они имеют общепланетарное развитие, относительно равномерное ввиду тогдашней однородности литосферы. Системы разломов планетарного масштаба положили начало дифференциации литосферы. Время их заложения и развития сопоставимо с мегациклами.

2. Системы глубинных разломов первого — второго порядков. Развиваются на этапе дифференциации литосферы, возникшей вследствие появления неоднородностей распределения в ней напряжений в связи с развитием глобальной сети разломов. Являются участками активизации отдельных глобальных систем разломов. Представляют собой планетарные зоны сбросо-раздвигов и сопряженных с ними трансформных сдвигов (океанические рифты) и компенсирующих их надвигов (зоны Беньюфа—Заварицкого). Разделяют литосферу на гигантские блоки (плиты), «плавающие» на астенолитном слое (разуплотненная расплавленная часть мантии). Привели к дифференциации коры на океаническую и континентальную. Цикличность развития их подчиняется мегациклам со стадийностью, сопоставимой с тектоно-магматическим циклом.

3. Системы сквозных разломов, секущие различные структурно-формационные зоны. Порядок этих систем разломов различный, начиная от систем первого — второго порядков, являющихся как бы континентальным продолжением трансформных разломов, до систем регионального масштаба. Развитие их инвариантно по отношению к тектоническому развитию структурно-формационных зон верхнего структурного этажа. Они могут активизироваться многократно в течение нескольких последовательных тектоно-магматических циклов. Металлогеническая специализация меняется по простиранию в зависимости от типов пересекаемых зон.

Указанные системы разломов вместе со всем комплексом связанных с ними полезных ископаемых могут рассматриваться как самостоятельный тип секущих структурно-металлогенических зон, проявление которого, однако, очень специфично. В общем случае они характеризуются развитием магматизма щелочного состава, метасоматических формаций или метаморфическими преобразованиями. С этими системами разломов сравнимы по масштабу и частично по металлогенической роли системы граничных разломов подвижных поясов и платформ, по времени развития сопоставимые с тектоно-магматическим циклом.

Рудоносность систем глубинных разломов планетарного масштаба

Различные исследователи выделяют от двух до восьми общепланетарных направлений трещиноватости — ортогональных и диагональных (Г. Н. Каттерфельд, С. С. Шульц и другие). Считается, что наиболее крупные из планетарных разломов удалены друг от друга примерно на равные расстояния. Отражением

развития планетарной сети разломов является и общепланетарная трещиноватость пород, отмечающаяся в различных масштабах, вплоть до проявлений кливажа, микротрещин [Шульц С. С., 1973 г.].

Планетарные разломы ограничивают крупнейшие блоки (сегменты) земной коры, хотя, вероятно, их и нельзя представлять в виде стабильного, геометрически правильного «глубинного каркаса планеты» [Глобальные закономерности..., 1974]. Заложенные в докембрии, они в дальнейшем играли важнейшую роль в формировании различного геологического, структурного, геофизического, геохимического, металлогенического облика этих сегментов. На территории СССР, например, выделяются такие ограниченные планетарными разломами [Схема зон глубинных разломов территории СССР, 1977 г.] сегменты, как Восточно-Европейский (преимущественно с развитием лито-халькофильных геологических и рудных формаций), Сибирско-Среднеазиатский (с развитием лито-халькофильных и халько-сидерофильных формаций), Восточно-Сибирский (с развитием халько-сидерофильных, сидерофильных, сидеро-литофильных формаций), Восточно-Азиатский (с развитием лито-халькофильных формаций), Курило-Камчатский (с развитием халько-сидерофильных формаций).

По мере эволюции земной коры и все большей ее дифференциации последующие системы разломов являлись в значительной мере фрагментами планетарной сети, неравнозначно активизируемой в пространстве и во времени. Именно поэтому рудоносность планетарной системы разломов фактически будет рассмотрена при анализе рудоносности более поздних систем, тесно связанных с последующим неравномерным развитием литосферы.

Рудоносность систем глубинных разломов первого—второго порядков

Под указанными разломами подразумеваются: 1) системы ортогональных крутопадающих разломов срединно-океанических хребтов, образованные сочетанием протяженных зон раздвигов и «трансформных» сдвигов; 2) системы дугообразных наклонных и крутопадающих поперечных разломов зон Беньофа—Заварицкого. С позиций глобальной тектоники первые определяют развитие мировой системы океанов, вторые — континентов. Время развития этих систем сопоставляется, как уже указывалось, с мегациклами.

Рудоносность систем разломов срединно-океанических хребтов (океанических рифтов)

Срединно-океанические хребты представляют собой цепь подводных горных хребтов, осложненных центральной рифтовой долиной (грабен) и поперечными трансформными разломами, располагающимися с определенной периодичностью. Эти струк-

туры характеризуются наиболее тонкой океанической корой и выходами почти на поверхность мантийного материала — гипербазитов (офиолитовая ассоциация), сочетающихся с толеитовыми базальтами и пелагическими осадками.

Рифтовая долина ограничена продольными раздвигами (сбросами). Трансформные разломы по отношению к ним являются структурами второго порядка. К указанным типам разломов приурочены очаги мелкофокусных землетрясений и повышенные концентрации преимущественно сидерофильных элементов — железа, марганца, титана, хрома, никеля.

Для трансформных разломов важно подчеркнуть их поперечную ориентировку, периодичность развития, образование общей радиальной (дугообразной) планетарной системы, развитие в пределах океанической и «пробиваемой» ими континентальной коры. Материковое продолжение большого числа трансформных разломов является рудоконцентрирующими системами разломов в понимании М. А. Фаворской, И. Н. Томсона и других [Глобальные закономерности..., 1974, рис. 47 и др.].

Рудоносность системы разломов зон Беньофа—Заварицкого

К ним относятся системы дугообразных наклонных и крутопадающих поперечных разломов островных дуг, континентальных окраин. Зоны Беньофа—Заварицкого представляют собой зоны сосредоточения очагов землетрясений, падающие в сторону континента (или островных дуг) под углами 25—50° и прослеженные на глубины до 600—700 км.

Сверхглубинные надвиги зон Беньофа—Заварицкого в условиях взаимодействия континентальной и океанической коры (предполагаемой субдукции) служили каналами для поступления базальтоидного материала. При этом в размещении магматизма и оруденения намечается асимметричная зональность поперек фокальных зон и островных дуг, соответствующая латеральной структурной зональности, как бы отвечающей структурно-формационным зонам различного типа. Рудная зональность заключается в смене к периферии сидерофильных элементов халькофильными [Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М., 1976 г.]: (Cr), Fe, Cu → Cu, (Mo) → Zn, Pb → Au, Ag, Sb, Hg. Возможна и иная зональность, связанная с формированием зон салического типа (с Sn и др.).

На советском побережье Тихого океана непосредственно с зонами Беньофа—Заварицкого в пределах области, расположенной над фокальной зоной, могут быть увязаны рудопроявления Курильских островов и внешней зоны Камчатки. Здесь представлены в основном мелкие полиметаллические, золоторудные и ртутные месторождения. Л. П. Зоненшайн и другие подобную увязку предлагают и для более южной части Тихоокеанского пояса. Примером минерализации вдоль линии островная дуга — океан

являются месторождения Японии (стратиформные месторождения меди и др.).

Многочисленные примеры размещения постэоценовой минерализации на границе океанических и континентальных плит (у поглощаемых окраин) приводятся зарубежными исследователями, в частности, для западных окраин Американского континента. Так, Ф. Гайлд [Новая глобальная тектоника, 1974 г., с. 352] делает вывод о том, что «почти все металлогенические провинции находятся в надвигающихся плитах и вытянуты параллельно их окраинам». Очень четко, например, намечается связь с зонами субдукции океанической коры для медных порфировых месторождений Андской провинции Южной Америки.

Наиболее интересными представляются зоны 100—200-километрового контура глубины зоны Беньофа—Заварицкого. При этом древние разломы в надвигающейся плите могут обуславливать локализацию проявлений магматизма и оруденения в поперечных структурах. Ф. Гайлд считает при этом, что роль магм состоит главным образом в создании необходимого тепла для мобилизации и концентрации рудных элементов.

Контроль размещения оруденения разломами типа зон Беньофа—Заварицкого (поглощаемые окраины плит) является более четким и поддающимся геологической и промышленной проверке, чем в случае океанических или даже межконтинентальных (Красное море) рифтов (наращиваемые окраины плит), для которых имеются даже предположения о происхождении океанических руд из континентальных осадков.

Рудоносность систем сквозных разломов, секущих различные структурно-формационные зоны

Сквозные (секущие) глубинные разломы определяют размещение минерализации различных типов в пределах структурно-формационных и структурно-металлогенических зон. Системы сквозных глубинных разломов пересекают территории с различной историей развития и разнотипным геологическим строением. Их порядок может колебаться от соответствующих по масштабам (и часто продолжающих их на континентах) трансформным разломам до относительно локальных систем разломов, пересекающих несколько разнотипных структурно-формационных (структурно-металлогенических) зон (рис. 27).

Рудоносность систем сквозных долгоживущих нарушений древнего заложения в значительной мере определяется глубиной их заложения, фиксируемой составом контролируемых магматических формаций пересекаемых структурно-формационных зон. Системы сквозных секущих разломов, по мнению М. А. Фаворской, И. Н. Томсона и других [Глобальные закономерности..., 1974, с. 176, рис. 47], являются основными «рудоконцентрирующими» структурами земной коры и контролируют размещение практически всех крупных и уникальных эндогенных рудных месторождений.

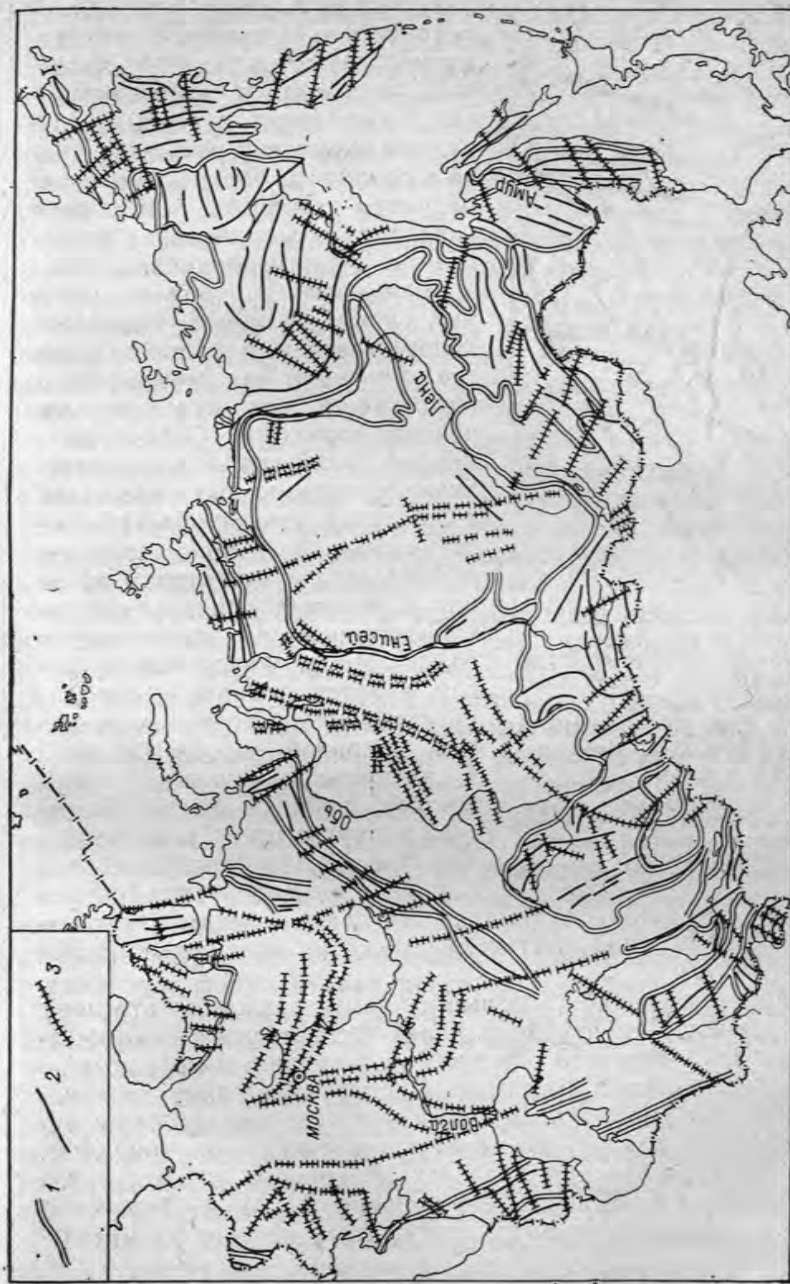


Рис. 27. Схема размещения систем поперечных «рудоконцентрирующих» нарушений сквозного типа в пределах территории СССР (составлена на основе опубликованных данных по результатам региональных исследований).
1 — границы разнотипных структур; 2 — направление простирания основных структур и продольных разрывных нарушений; 3 — основные системы поперечных «рудоконцентрирующих» нарушений сквозного типа.



Рис. 28. Основные разрывные структуры и минерализация Сихотэ-Алинской провинции (по данным Е. С. Павлова [1964 г.], Е. А. Радкевич [1977], В. И. Бергера [1978], В. К. Денисенко [1978] и других).

1 — глубинный надвиг; 2 — сдвиги; 3 — скрытые разломы фундамента (сквозные структуры); 4 — рудные зоны; 5 — вулканогенный пояс.

горскую зону юга Дальнего Востока. Внутри указанных зон выделяются разломы протяженностью первые сотни километров [Новые принципы..., 1977].

Рудоконцентрирующие сквозные системы разломов отвечают наиболее древнему структурному плану фундамента (по отношению к структурам которого они являются продольными), но различаются длительностью и интенсивностью эндогенной активности, характер которой на конкретных участках определяется типом пересекаемых структурно-металлогенических зон (рис. 28). Концентрация оруденения в пределах конкретных рудных узлов и зон происходила в периоды, совпадающие, по М. А. Фаворской и другим, с общепланетарными импульсами тектоно-магматической активности.

Как считают М. А. Фаворская и другие [Глобальные закономерности..., 1974], сквозным структурам присущи определенные характерные признаки, часть из которых для рудоконтролирующих

По данным ряда исследователей [Kutina J., 1969, и др.], геометрическая правильность в размещении месторождений полезных ископаемых, характерный «шаг», интервал в локализации рудных скоплений, проявляющиеся в различных масштабах, определяются именно системами сквозных долгоживущих разломов различного порядка.

Чем ниже порядок поперечных систем разломов, тем более гипотетический и общий характер они имеют как тектоно-динамические и как рудоконтролирующие структуры. Отсюда важнейшей является задача локализации рудоносных площадей в пределах структурно-металлогенических зон по отношению к поперечным структурам средних и высоких порядков (рудоконцентрирующим зонам третьего, по М. А. Фаворской и другим, и более высоких порядков — протяженностью сотни километров, шириной до 20—50 км). К рудоконтролирующим зонам третьего порядка М. А. Фаворская и другие относят, например, Кличкинско-Дарасунскую зону Забайкалья, Кавалерово-Дальне-

горскую зону юга Дальнего Востока. Внутри указанных зон выделяются разломы протяженностью первые сотни километров [Новые принципы..., 1977].

Рудоконцентрирующие сквозные системы разломов отвечают наиболее древнему структурному плану фундамента (по отношению к структурам которого они являются продольными), но различаются длительностью и интенсивностью эндогенной активности, характер которой на конкретных участках определяется типом пересекаемых структурно-металлогенических зон (рис. 28). Концентрация оруденения в пределах конкретных рудных узлов и зон происходила в периоды, совпадающие, по М. А. Фаворской и другим, с общепланетарными импульсами тектоно-магматической активности.

Как считают М. А. Фаворская и другие [Глобальные закономерности..., 1974], сквозным структурам присущи определенные характерные признаки, часть из которых для рудоконтролирующих

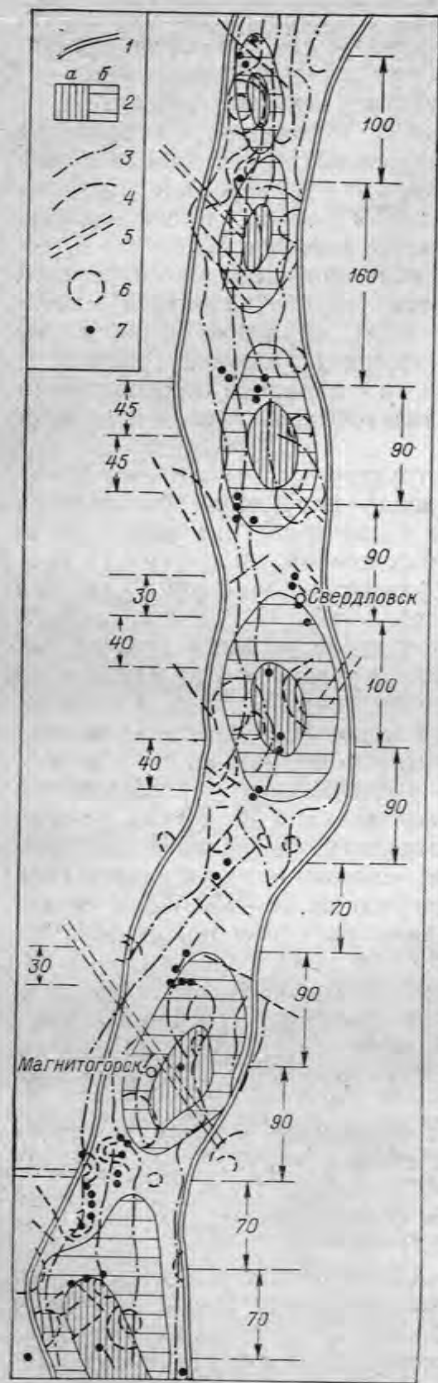
щих систем является специфическими, а именно: принадлежность преимущественно к ортогональной системе; совпадение по простиранию с наиболее древним планом фундамента; наибольшая протяженность в ряду сквозных структур; секущее положение по отношению к границам континентов и океанов; проявление в геофизических полях в форме разнородных, но согласных с простиранием поясов аномалий; выраженность в рельефе в виде протяженных ступеней, поперечных аномалий фоновых высот водоразделов и зон сочленения морфоструктур; сложное сочетание эндогенных и экзогенных аномалий; наличие признаков многократного возобновления эндогенной активности (многоэтапность и многостадийность руд, магматических фаз). Рудоконцентрирующие структуры служат барьерами для крупных интрузий гранитов и образуют «коридоры» между ними, но являются проводниками для периодически поступающих базальтовых расплавов и их производных.

Общими признаками сквозных структур также являются флексуобразные изгибы складок в зонах нарушений, фациальная изменчивость в пределах зон, в том числе появление фаций рифовых известняков, наличие наложенных впадин, вытянутых по простиранию сквозной структуры, образование отдельных звеньев рифтов и излияние молодых базальтов.

В последнее время все в большем числе регионов удается выявить сквозные поперечные структуры и установить их влияние на размещение оруденения. Например, по данным Э. И. Кутырева, О. А. Кондияйна, Д. В. Рундквиста и др. [Структурная позиция и металлогения эвгеосинклинальных зон Урала, 1978 г.], подтвержденных результатами геофизических исследований (Н. Г. Берлянд), распределение колчеданных и других рудных узлов и месторождений Урала, контролируемое поперечными разломами, определяется устойчивым «шагом» в их размещении (рис. 29). Выявлены «шаги» трех порядков: 90—100, 45 и 25 км. Шаг 90—100 км совпадает со средним размером положительных структур поверхности базальтового слоя, шаги более высоких порядков — результат возникновения поперечных структур при раздвиговом формировании прогибов (например, Тагило-Магнитогорского). Известные на Урале поперечные сквозные структуры более низкого порядка — с шагом примерно 400 км — имеют уже трансрегиональное значение.

Аналогичный характер контроля оруденения в пределах структурно-металлогенических зон поперечными структурами высоких порядков отмечается в пределах СССР помимо Приморья и Урала также на Кавказе, в Забайкалье, в обрамлении Колымского массива и в других регионах (см. рис. 27).

Таким образом, выявление определенного шага периодичности в размещении месторождений полезных ископаемых является важнейшей задачей при изучении любых структурно-металлогенических зон. При этом в узлах закономерной «сетки» могут оказаться месторождения самых различных типов: и эксгалационно-



осадочные, и высокотемпературные гидротермальные, и телетермальные. Природу такой закономерной периодичности, по мнению многих исследователей, наиболее правильно связывать со значительной глубиной систем сквозных нарушений, отражающих относительную однородность нижних частей земной коры.

Равномерность, периодичность размещения сквозных поперечных систем разломов никоим образом не увязывается с той неоднородностью земной коры, которая фиксируется на поверхности. С точки зрения поверхностных наблюдений расположение сквозных структур необъяснимо. На значительную глубину систем поперечных разломов, на их связь с определенной анизотропией относительно однородного мантийного слоя указывают, например, данные геофизических исследований. Это было, в частности, показано Н. Г. Берлянд для Урала (см. рис. 29).

Об этом же свидетельствуют и данные М. А. Фаворской, И. Н. Томсона, И. К. Волчанской и др. [Анализ..., 1979, Исследование природной среды космическими средствами, 1976 г., и др.], которые выявляли эти

Рис. 29. Схема сопоставления размещения медного колчеданного оруденения Урала с элементами его глубинного строения (по данным Н. Г. Берлянда, Э. И. Кутырева, Д. В. Рундквиста и других).

1 — зоны перехода между островодужного и континентального типов; 2 — области с островодужной корой с резким увеличением мощности «базальтового» слоя (а — положительные структуры рельефа поверхности «базальтового» слоя; б — склоны положительных структур); 3 — границы зон с разным типом разреза надбазальтовой толщи коры; 4 — разломы по геофизическим и геоморфологическим данным; 5 — зоны поперечных неотектонических поднятий; 6 — кольцевые морфо-структуры; 7 — медные колчеданные проявления.

Расстояния в километрах.

структуры не по отчетливо картируемым тектоническим нарушениям, а по косвенным признакам: разграничениям блоков с различными системами трещиноватости, выявленными при дешифрировании космических снимков, границам различных морфоструктур, геофизическим аномалиям и т. п. С помощью космических снимков «...на участках, недоступных прямому наблюдению, выделены протяженные зоны нарушений, известные ранее в виде отдельных фрагментов... На космических снимках с той или иной степенью отчетливости устанавливаются глубинные зоны нарушений, проявленные на земной поверхности в завуалированном виде» [Анализ..., 1979, с. 9—10]. В то же время указанные авторы отмечают, что сквозные системы нарушений глубокого заложения отчетливо фиксируются особенностями современного рельефа земной поверхности. Это объясняется тем, что большинство крупных нарушений относится к долгоживущим и неоднократно подновлявшимся на протяжении их развития. На этой основе И. К. Волчанской и другими разработан «морфоструктурный метод анализа рельефа, позволяющий с большой полнотой устанавливать характер разломной тектоники исследуемых регионов» [Там же, с. 8].

Рассмотренные положения о системах сквозных долгоживущих нарушений могут быть увязаны с развиваемой в последние годы некоторыми зарубежными исследователями [Dunham K. C., 1948, Dines H. G., 1956, и др.] «теорией активных точек» — центров эндогенных эманаций, активизирующих гидротермальные процессы и приводящих к возникновению рудоконцентраций различного генезиса и типа на разных уровнях глубинности. Эти точки оказываются приуроченными к линиям, отчетливо выявляемым по геофизическим данным. Так, в пределах Корнуолла (Великобритания) такие активные точки, выделяемые как центры минерализации, по отношению к которым закономерно, зонально располагается различное оруденение, размещаются в пределах полосы, четко фиксируемой гравитационным минимумом. При этом в одних «точках» наблюдаются поздние граниты и соответствующее оруденение (Sn—Cu—As—W), другие приходятся на «прогибы» кровли Корнубийского батолита. Никаких молодых гранитов в этом случае не устанавливается, а оруденение — Ва, Pb, Zn.

Таким образом, выявление скрытых сквозных долгоживущих нарушений — важнейшая задача металлогенических исследований в пределах структурно-металлогенических зон любого типа.

РУДОНОСНОСТЬ СИСТЕМ РАЗЛОМОВ РАЗЛИЧНЫХ ЭТАПОВ И СТАДИЙ РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Это системы разломов третьего и более высоких порядков. Их эволюция в истории геологического развития в известной мере может быть увязана с эволюцией структур земной коры и предопределяется изменчивостью напряженного состояния горных пород и различной их физико-механической компетентностью. При этом за временную единицу эволюции удобно принять стадию

тектоно-магматического (тектоно-седиментационного) цикла, характеризующуюся формированием конкретного типа структурно-металлогенических зон, относительной однородностью тектонического режима, физико-механических свойств субстрата, и, следовательно, кинематического типа разломов, их глубинности и пространственной ориентировки. Поскольку цикличность изменчивости некоторых свойств разломов и вмещающей среды в пределах тектоно-магматического цикла сочетается с общей необратимой направленной эволюцией земной коры, наблюдаются и соответствующие различия в эволюции разломов древних и более молодых циклов.

В настоящей работе стадийность формирования земной коры в рамках тектоно-магматического цикла принимается следующей: раннегеосинклинальная—позднегеосинклинальная (объединяемые

в геосинклинальный этап) — раннеорогенная—позднеорогенная (орогенный этап), для отдельных крупных структур платформенного чехла ранняя (трансгрессивная)—средняя (инундационная)—поздняя (регрессивная)—конечная (эмерсивная) стадии и, наконец, активизационный этап, связанный с орогенезом и рифтогенезом*. В согласии с указанной схемой ниже последовательно рассматривается рудоконтролирующее значение систем разломов в пределах соответствующих структурно-металлогенических зон (табл. 13).

* Сформированные на этом этапе рифтоподобные структуры следует отличать от рифтов планетарного масштаба (срединно-океанических хребтов), т. е. глубоко раскрытых, время формирования которых сопоставимо с мегациклом.

РУДОНОСНЫЕ СИСТЕМЫ РАЗЛОМОВ СТРУКТУРНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ЗОН РАЗЛИЧНЫХ СТАДИЙ И ЭТАПОВ РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Характеристика систем разломов	Раннегеосинклинальная стадия	Позднегеосинклинальная стадия	Раннеорогенная стадия
Преобладающий тип движений	Опускание	Опускание, воздымание и подвигание	Горизонтальные на фоне воздымания
Системы разломов: линейные	Продольные глубинные сбросы, сочетающиеся иногда с поперечными разломами трансформного типа	Дугообразные наклонные глубинные надвиги и взбросо-надвиги и сопряженные с ними более крутопадающие взбросо-сдвиги	Вихревые S- и Z-образные круто- и пологопадающие глубинные сдвиги
кольцевые			Радиально-кольцевые
Типоморфные формации	Ультрамафические, мафическо-салические	Мафическо-салические, салические	Салические, мафическо-салические
Минерализация	Cu, Pb, Zn, Cr, асбест, Pt, Mn, фосфориты, Au, Hg, Sb, Fe, Ti, Ni, Mo, V	Fe, Au, Cu, Mo, W, Pb, Zn, Ti, Sb, Sn, As, Co, сера, Hg	Sn, W, Mo, Cu, TR, Ta, Nb, Au, Ag, Hg, Sb, сера, Cs, Pb, Zn, Fe, Bi, As, Co, флюорит

ТАБЛИЦА 13

СКИХ ЗОН РАЗЛИЧНЫХ СТАДИЙ И ЭТАПОВ РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Позднеорогенная стадия	Платформенный этап	Активизационный этап	
		повторноорогенный	рифтогенный
Растяжение	Опускание—воздымание	Растяжение	
	Вертикальные	Горизонтальные на фоне воздымания	
Сопряженные крутопадающие сбросы	Сбросы, взбросы, сдвиги	Сбросо-сдвиги	Взаимосвязанные крутопадающие ортогональные разломы, образованные сочетанием продольных раздвигов (сбросов) и поперечных так называемых трансформных разломов (сдвигов), располагающиеся с определенной периодичностью
		разломы различной природы	
—	Мафические, щелочноультрамафические	Салические, мафическо-салические	Мафические, фондитовые
Достоверно не установлена	Алмазы, Fe, Cu, Ni, Ti, Nb, Ta, TR, целестин, исландский шпат, Pb, Zn	Cu, Mo, Sn, W, TR, Ta, Nb, Au, Ag, Hg, Sb, сера, Cs, Pb, Zn, Bi, Fe, As, Co, флюорит	Cu, Ni, апатит, Al, Pt, Au, TR, Fe, флюорит, Nb, Ta, Ti, флогопит, вермикулит

Рудоносность систем разломов раннегеосинклиальной стадии

Раннегеосинклиальные геологические формации образовывались в преобладающем режиме растяжения в линейных раздвиговых зонах. Крупные полости разрывов заполнялись материалом мантийного происхождения, размещение которого контролировалось глубинными сбросами.

Характерным примером на территории СССР являются интрузии перидотитового пояса Урала, сформировавшиеся в начальную стадию развития палеозойской геосинклиальной системы. Северо-западное, меридиональное и северо-восточное направления разрывов наследуются и при последующем развитии земной коры [Плюснин К. П., 1971 г.].

Обычно разрывы перекрыты чехлом вулканогенно-осадочных пород, но главные региональные разломы хорошо прослеживаются геофизическими методами, в частности гравиметрическими.

Пояс глубинных интрузивов обрамляется разломами, фиксирующими границы раздвига. На Урале первичные разломы — раздвижки и сопровождающие их сбросы, развивающиеся на всю глубину земной коры, — прослеживаются на всем протяжении подвижного пояса, т. е. на расстояние свыше 2000 км.

С интрузиями дунит-перидотитового, перидотит-пироксенит-норитового, габбрового, диорит-плагиогранит-габбрового состава связано хромитовое, медно-никелевое, титаномагнетитовое оруденение.

Вблизи главных разрывных структур и в связи с ними на раннегеосинклиальной стадии развиваются более локальные раздвижки и их разновидности кольцевой формы. Последние приурочены к региональным глубинным разломам (местам их пересечения и сочленения) и являются надинтрузивными грабенами (кальдерами). Кальдеры характеризуются развитием систем кольцевых и радиальных сбросов и субвулканических интрузий.

В поперечнике кольцевые структуры достигают 20 км [Плюснин К. П., 1971 г.], к их краевым частям приурочены вулканические постройки. В связи с вулканогенными породами — натриевыми базальтами, базальт-липаритами, андезит-базальтами — развивается медно-свинцово-цинковая колчеданного типа, сурьмяно-ртутная, железорудная, золоторудная минерализация.

Положение кольцевых структур и приуроченного к ним оруденения контролируется узлами пересечения региональных линейных разрывных нарушений и скрытых поперечных разломов фундамента типа описанных в предыдущем разделе данной главы, располагающихся с определенной периодичностью (шагом). При этом отмечается прямая связь «между частотой глубинных поперечных разломов... и концентрацией оруденения» [Баранов В. Д., Овчинников Л. Н., 1980 г., с. 28].

Таким образом, основными рудоконтролирующими системами разломов раннегеосинклиальной стадии являются системы про-

должных глубинных раздвигов и сбросов, поперечных разломов трансформного типа и радиально-кольцевых сбросов.

Рудоносность систем разломов позднегеосинклиальной стадии

Позднегеосинклиальные геологические формации образовывались в условиях общего сжатия. В этот период формируются внутренние геоантиклинальные поднятия, вулканокупольные структуры и структуры типа островных дуг, являющиеся прообразами современных зон Беньюфа—Заварицкого.

Системы разломов характеризуются сочетанием взбросов, надвигов, иногда переходящих в шарьяжи, и оперяющих их крутопадающих разломов типа взбросо-сдвигов. В линейных складчатых системах (Уральской, Южно-Тянь-Шаньской, Памирской) в этот период развиваются преимущественно пологопадающие надвижки, и особенно шарьяжи (рис. 30). Часто они являются границами структурно-формационных зон (например, Курайский надвиг в Алтае-Саянской области, кавказские надвижки).

В этот период характерна резкая анизотропия распределения напряжений: наряду с проявлением условий сжатия (образование шарьяжей, надвигов) характерны зоны вторичных растяжений, сопоставимых с

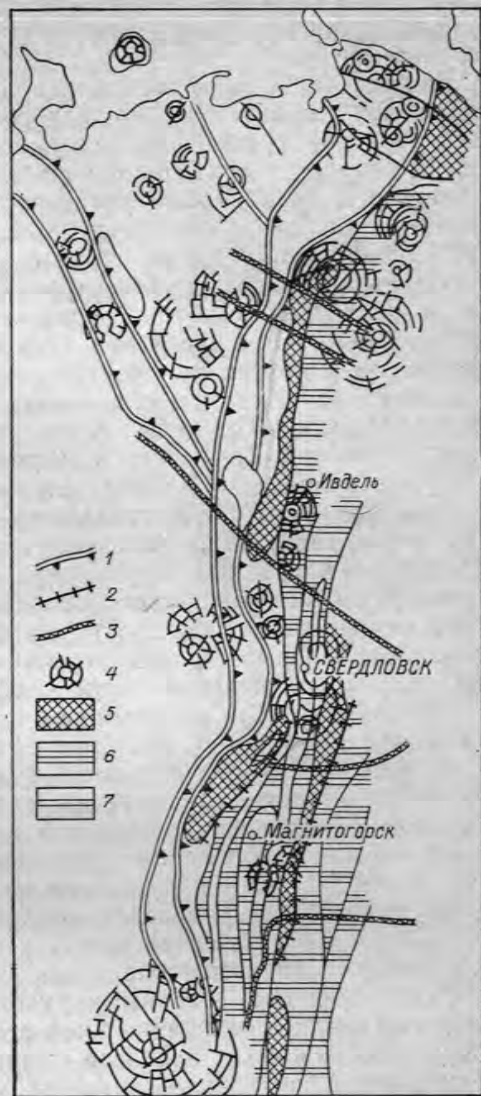


Рис. 30. Схема взаимоотношений структурно-металлогенических зон и разломов Урала (составлена с учетом данных В. М. Сергиевского и др. [Геологическое строение СССР, 1968], Д. В. Рундквиста и др. [Структурная позиция и металлогения эвгеосинклиальных зон Урала, 1978 г.] и других).

1 — краевые швы (надвижки); 2 — сбросы; 3 — сквозные разломы фундамента; 4 — радиально-кольцевые разломы; 5 — полихронные; 6 — раннегеосинклиальные; 7 — позднегеосинклиальные.

окраинными морями. Предполагается, что во всяком случае часть взбросо-надвиговых зон сечет всю земную кору и доходит до верхней мантии.

В пределах позднегеосинклинальных структурно-металлогенических зон системы взбросо-надвигов и шарьяжей контролируют разнообразное оруденение, связанное с складчатыми интрузиями габбро-диорит-гранодиоритового, тоналит-плагиогранитового, гранодиорит-гранитового типов. Это жильное, метасоматическое, скарновое оруденение, представленное золотокварцевой, свинцово-цинковой, медной, железорудной, редкометальной минерализацией. Рудоконтролирующая роль пологих надвигов и шарьяжей особенно показательна для телетермального ртутно-сурьмяного оруденения. Они в одних случаях экранируют оруденение, в других способствуют его сохранению (захоронению), в третьих являются рудоподводящими и рудовмещающими (системы взбросов). Примеры таких соотношений имеются в Алайском хребте, на Камчатке, в Корякии. По Ф. П. Турчинскому [1976 г.], в пределах Кавказа ртутносные зоны тяготеют к глубинным надвигам общекавказского простирания, ограничивающим геосинклинальные флишевые прогибы, а ртутносные узлы и районы — к участкам пересечения этих разломов со сквозными структурами антикавказского направления. Подобные закономерности отмечаются и для других ртутных провинций. Выделяется даже специальный «поднадвиговый» структурно-морфогенетический тип месторождений ртути, особенно характерный для ртутных провинций Средиземноморского подвижного пояса [Смирнов В. И., Рыженко Л. М., 1958 г., Турчинский Ф. П., 1976 г.].

С кольцевыми структурами — вулканогенными куполами базальт-андезитового, трахиандезитового состава, образующими пояс гор и островов дугообразной в плане формы, связано полиметаллическое колчеданное оруденение. В перемещенных блоках к сдвигу-надвиговым нарушениям может быть приурочено оруденение раннегеосинклинальной стадии — хромитовое, колчеданное и др. Этот тип нарушений может контролировать и последующее оруденение орогенного этапа.

Таким образом, основными рудоконтролирующими системами разломов позднегеосинклинальной стадии являются системы дугообразных наклонных надвигов, шарьяжей, взбросо-надвигов, сопряженных с ними более крутопадающих взбросо-сдвигов с подчиненным развитием кольцевых вулканокупольных форм.

Рудоносность систем разломов раннеорогенной стадии

Формирование раннеорогенных формаций происходит преимущественно в условиях сжатия на фоне общих восходящих движений. Ведущую роль на этой стадии играли глубинные сдвиги и сопряженные с ними вторичные надвиги и раздвиги. Синхронно с ними формировались отложения нижней молассы. Многие узкие сдвиговые зоны обрамляют поднятия и погружения земной

коры, являются естественными границами структурно-формационных (структурно-металлогенических) зон. В связи со сдвиговыми нарушениями формируются так называемые вихревые разрывные системы круто- и пологопадающих разломов — S-образные (системы левых сдвигов) и Z-образные (системы правых сдвигов). Вихреобразные структуры формировались и при распространении сдвигов одного типа (например, левых) на больших площадях (вращательные движения вокруг крупного блока), и путем последовательного оперения разломов, и путем «расщепления» крупного сдвигового нарушения на ряд более мелких (структуры типа «конского хвоста»). Подобные системы проявляются в различных масштабах — и более крупных, и более мелких, чем структурно-формационные зоны.

Характерна принципиальная однотипность контроля минерализации системами сдвиговых нарушений различного масштаба (рис. 31). Обычно в узлах пересечения разноименных сдвигов происходит взаимное смещение разломов с образованием зоны, наиболее благоприятной в структурном отношении для рудолокализации.

Для раннеорогенной стадии развития земной коры характерно проявление интрузий диорит-гранодиоритового, монцонит-сиенитового, лейкогранитового, щелочногранитового состава. Сдвиговые нарушения этой стадии контролируют, следовательно, размещение минерализации жильного и скарнового типа: вольфрам-молибденовой, полиметаллической, медной порфировой, золотой, арсенидно-кобальтовой, олово-вольфрамовой, редкометально-редкоземельной и т. д.

Как и на предшествующих стадиях, в этот период широко проявляется рудоконтролирующая роль кольцевых вулканокупольных структур, в пределах которых в связи с вулканитами андезитового, трахиандезитового, дацит-липаритового, липаритового, трахилипаритового состава развивается медное порфировое,

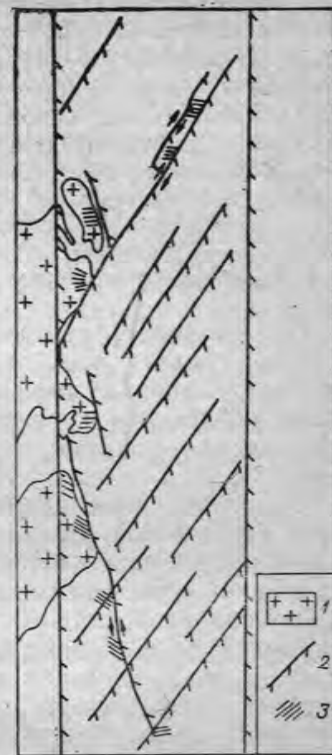


Рис. 31. Схема закономерного расположения жильных вольфрамовых рудопоявлений относительно системы сдвигов (зон смятия) в районе восточного контакта Шилово-Коневского интрузива (Урал) (по Д. В. Рундквисту).

Простирание северо-восточных зон совпадает с простиранием вмещающих пород, северо-западных — с контактами интрузий.
1 — гранитные массивы; 2 — сдвиги; 3 — кварцевые жилы.

свинцово-цинковое, золото-серебряное, сурьмяно-ртутное, флюорит-полиметаллическое, вольфрам-сурьмяное, редкометальное оруденение. Существенное значение при этом имеет состав складчатого основания (мафический, салический).

Таким образом, основными рудоконтролирующими системами разломов раннеорогенной стадии являются системы «вихревых» S- и Z-образных круто- и пологопадающих сдвигов и радиально-кольцевых структур.

Рудоносность систем разломов позднеорогенной стадии

Геологические формации на позднеорогенной стадии формируются в условиях преобладающего режима растяжения и вертикальных глыбовых дифференцированных движений. При воздымании образуются куполообразные, диапировые структуры, при погружении — впадины, прогибы, рифтообразные линейные зоны.

Позднеорогенные впадины выполнены породами преимущественно терригенной, угленосной и галогенной групп формаций с приуроченными к ним месторождениями углей, солей, фосфоритов, самородной серы. Время их формирования часто относят к позднеактивизационной стадии. Подобные структуры распространены в Средней Азии, Казахстане, на Алтае, в Восточном Забайкалье, на Таймыре. К ним или к районам перехода от поднятий к депрессиям чаще всего и приурочены сбросовые системы, контролирующие расположение позднеорогенных (позднеактивизационных) впадин.

Таким образом, основными рудоконтролирующими системами разломов позднеорогенной стадии являются системы сопряженных крутопадающих сбросов.

Рудоносность систем разломов платформенного этапа

Геологические формации структурно-металлогенических зон платформ образуются в условиях опускания (зоны трансгрессивной и инундационной стадий) и поднятия (зоны регрессивной и эмерсивной стадий). Указанные стадии образуют тектонический цикл платформ. В развитии платформенного чехла выделяется до восьми тектонических циклов. В целом платформенное развитие происходило вначале в преобладающем режиме растяжения, затем — сжатия. Р. Н. Валеев [Разломы и горизонтальные движения платформенных областей СССР, 1977 г.] предполагает, что к концу платформенного периода жесткое основание платформы достигло критической плотности разломов, предопределившей развитие в это время лишь унаследованных нарушений.

Разрывные нарушения платформенного чехла контролируют в основном размещение образований определенного тектонического

цикла. В пределах формирования цикла положение в пространстве стратифицированных осадочных формаций и связанного с ними оруденения структурно-металлогенических зон различных стадий — трансгрессивной, инундационной, регрессивной, эмерсивной — определяется не столько положением разрывных нарушений, сколько общим палеотектоническим режимом (опускание, поднятие), палеоклиматическими, палеогеоморфологическими и тому подобными условиями. Что же касается оруденения секущих структурно-металлогенических зон (зоны мафического и щелочноультрамафического типов), то его размещение в определенной степени обусловлено наличием разрывных нарушений и развитием приразломных структур, по мнению ряда исследователей, главным образом рифтогенного типа (продольные сбросы и поперечные сдвиги): медно-никелевое, полиметаллическое, железорудное оруденение в связи с интрузивной фацией трапповой формации (зоны мафического типа), алмазы, редкоземельное оруденение в связи с кимберлитовой формацией (зоны щелочноультрамафического типа).

Рудоносность систем разломов этапа активизации (включая рифтогенез)

Активизация — возобновление тектоно-магматической деятельности в пределах консолидированных (внегеосинклинальных) структур. Она, как уже отмечалось, проявляется по-разному. Первоначально — это активный орогенез, на фоне которого позднее проявляется рифтогенез, зарождающий в ряде случаев новые геосинклинальные системы. Для орогенного типа активизации характерны продольные и поперечные сбросы, ограничивающие и секущие линейные сводовые поднятия и контролирующее положение тел гранитоидов и вулканических поясов с сопутствующим оруденением — олово, вольфрам, молибден, цинк, свинец, золото, флюорит, редкие элементы. Очень широко распространены при этом радиально-кольцевые разломы, сопровождающие сводовые поднятия или сформировавшиеся под воздействием внедряющихся магматических расплавов. Они определяют размещение интрузивов, вулканов центрального типа, кальдер проседания с соответствующим оруденением — свинец, цинк, медь, висмут, флюорит (рис. 32).

Разломы рифтогенных структур образуются в режиме растяжения при резком преобладании горизонтального раздвигания на фоне поднятий земной коры. Основной тип образующихся при этом разрывных нарушений — крутопадающие продольные раздвиги (сбросы) и поперечные сдвиги (так называемые трансформные разломы). Формационная характеристика образований, контролируемых подобными системами разломов, предопределяется степенью их раскрытия.

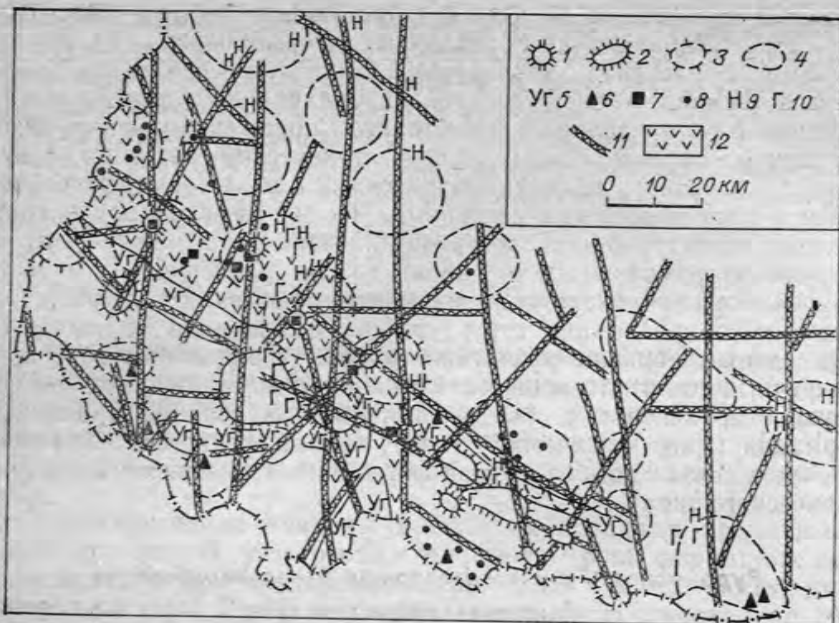


Рис. 32. Схема размещения в пределах Закарпатья оруденения, связанного с неогеновой активизацией (по Ю. А. Лейе и В. П. Теплову [1975 г.]).

Развитие тектоно-магматической активизации контролировалось регматической сетью разломов, поперечных по отношению к структурам верхнего этажа.
 1—4 — сводовые поднятия: 1 — палеовулканы центрального типа, 2 — соляно-диопирические структуры и приразломные складки, 3 — вулканотектонические и интрузивные купола, 4 — блоково-сводовые поднятия; 5 — угленосные впадины; 6—10 — проявления полезных ископаемых: 6 — полиметаллические, 7 — теллур-висмутовые, 8 — ртутные, ртутно-мышьяковые, ртутно-сурьмяные, 9 — нефтяные, 10 — газовые; 11 — сквозные разломы, претерпевшие неогеновую активизацию; 12 — субвулканические породы (N_{1-2}).

В наиболее раскрытых континентальных рифтах развита толеитовая серия базальтоидных пород, в менее раскрытых преобладают щелочнобазальтовые и щелочные серии.

Примером глубоко раскрытого континентального рифта является рифт Красного моря, относимый часто к типу «межконтинентальных» рифтов с близповерхностной океанической корой. Л. П. Зоненшайн, М. И. Кузьмин и В. М. Моралев [1977 г.] считают, что на месте подобных рифтов после прекращения их развития могут образовываться глубоководные впадины типа Черного моря. Заполняясь мощным чехлом осадков, эти впадины могут долго сохранять тенденцию к погружению или подвергаться складчатости.

Следующими по степени раскрытия являются рифты, характеризующиеся толеитовым магматизмом (зоны мафического типа). Системы разломов в их пределах контролируют размещение разнообразного оруденения (Норильская, Печенгская зоны). К зонам этого типа может быть отнесена система раннемезозойских грабен Западной Сибири (рис. 33), рано прекративших свое

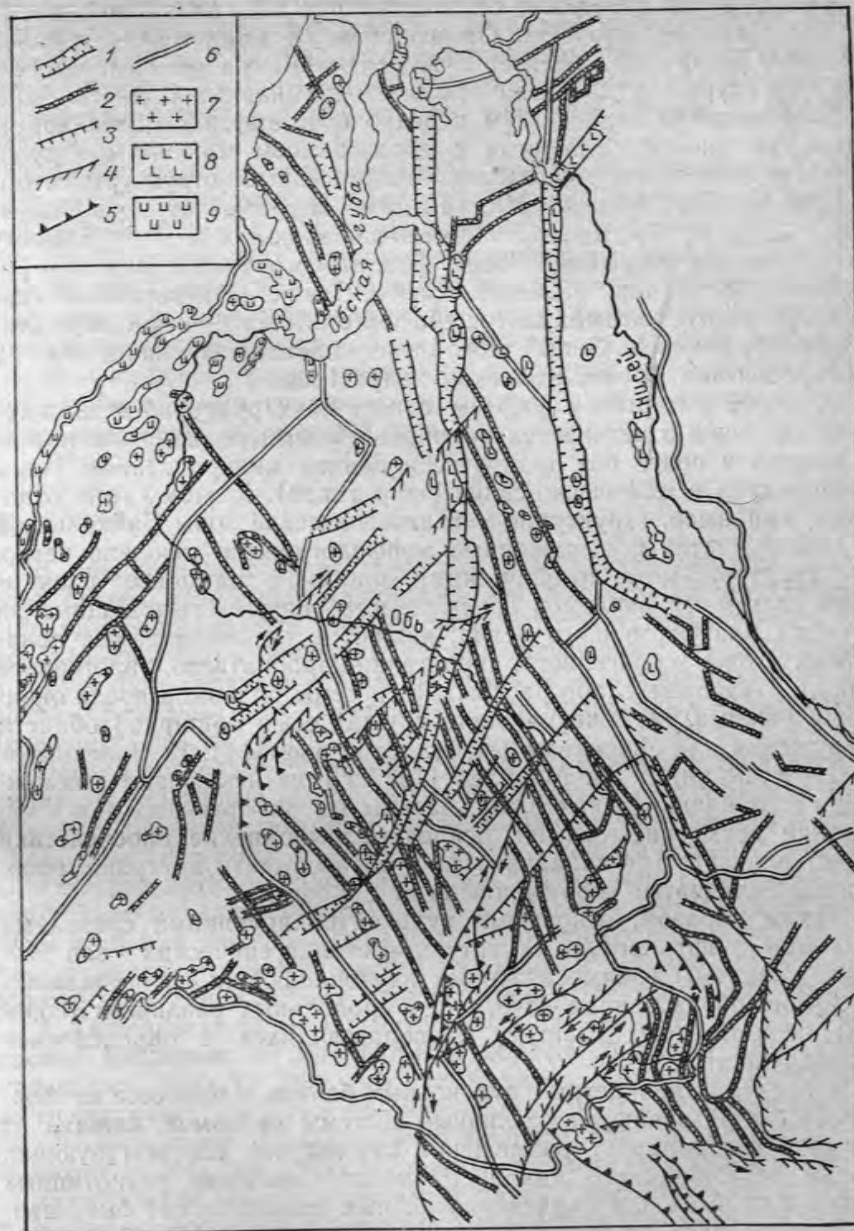


Рис. 33. Системы разломов доюрского фундамента Западно-Сибирской плиты (по О. Г. Жеро, Г. И. Зайцевой, Л. В. Смирнову, В. Г. Суркову, Д. Ф. Уманцеву [Разломы и горизонтальные движения платформенных областей СССР, 1977 г.]).

1 — зоны раздвигов (рифты); 2 — скрытые сквозные разломы фундамента; 3 — сбросы; 4 — сдвиги; 5 — надвиги, взбросы; 6 — краевые швы, граничные разломы; 7—9 — интрузивные породы кислого (7), основного (8) и ультраосновного (9) состава.

развитие, предшествующее общему погружению обширной территории и образованию Западно-Сибирского койлогена. Меньшей степенью раскрытия характеризуются системы разломов рифтогенных структурно-металлогенических зон стабильных поднятий. Линейные разломы этих систем нередко сочетаются с более короткими дугообразными, иногда с образованием максимумов рудоносности в местах пересечений. Рифтогенные структуры этого типа осложняют крупные выступы фундамента материковых платформ. В них преобладают щелочнобазальтовые и щелочные магматические формации (зоны фойдитового типа). Они контролируют размещение редкоземельного, титаномагнетитового, тантал-ниобиевого, вермикулит-гидрофлогопитового, нефелин-апатитового оруденения. Зоны этого типа проявлены, например, на Сибирской платформе, Кольском полуострове.

К слабо раскрытым рифтам относятся структурно-металлогенические зоны с незначительно проявленными излияниями плато-базальтов и почти без практической ценной минерализации (зоны мафического и мафическо-салического типов). К этому типу относятся, например, структурно-металлогенические зоны Байкальской рифтовой системы, выраженные морфологически довольно четко.

Структурно-металлогеническими зонами с наименее раскрытыми системами разломов описываемого типа, не выходящими за пределы платформенного чехла, являются так называемые авлагены (зоны терригенного, терригенно-карбонатного, галогенного типов). Подобные слабо раскрытые системы разломов после окончания режима растяжения часто служат осью обширной области погружения или синеклизы (Пачелмский рифт). Л. П. Зоненшайн, М. И. Кузьмин, В. М. Моралев [1977 г.] не исключают возможности нахождения таких слабо раскрытых рифтогенных зон в основании всех синеклиз. Их осадочное выполнение впоследствии может подвергаться складчатости и образовывать внутриплатформенные складчатые сооружения типа Донбасса.

Таким образом, основными рудоконтролирующими системами разломов рифтогенных структурно-металлогенических зон являются системы взаимосвязанных крутопадающих ортогональных разломов, образованные сочетанием продольных раздвигов (сбросов) и поперечных сдвигов, располагающихся с определенной периодичностью.

В пределах конкретных рудоносных блоков в процессе их формирования развиваются различные системы разломов, каждая из которых контролирует размещение оруденения соответствующих стадий тектонического цикла. Различное значение разнотипных систем разломов для оруденения разных стадий может быть продемонстрировано практически в каждом регионе. Показательны в этом отношении хорошо изученные Рудные горы, где наблюдается различный структурный контроль разностадийного оруденения: размещение карбон-пермских раннеорогенных гранитоидных интрузий, с которыми связаны оловорудные месторождения, определяется системой продольных по отношению к простиранию

вмещающих толщ глубинных сдвигов, положение же более молодого барит-полиметаллического оруденения, связанного с процессами мезозойской активизации, отчетливо коррелируется с системами поперечных к общему простиранию структур сбросов [Metallogenetic map of the Krusne hory Erzgebirge, 1:200 000, 1974 г.].

Другим характерным примером рудоконтролирующей роли разнотипных разломов является размещение полигенных месторождений в Бурятии. Положение скарновых магнетитовых месторождений в пределах вулканогенно-осадочной толщи нижнепалеозойского возраста контролируется взбросо-надвигами с приуроченными к ним интрузиями диорит-гранодиоритового состава (позднегеосинклинальная стадия). На это оруденение накладывается скарновое редкометальное, связанное с окружающими нижнемезозойскими гранитами и контролируемое системой сдвиговых нарушений (орогенный этап).

* *
*

В заключение следует еще раз подчеркнуть определяющую роль систем разрывных нарушений для локализации оруденения. При этом проведенный анализ свидетельствует о важнейшем рудоконтролирующем значении систем поперечных по отношению к структурам верхнего этажа разломов, и особенно узлов пересечений продольных и поперечных или различных поперечных (сквозных) систем.

Непосредственно рудовмещающими и рудоконтролирующими являются разрывные нарушения третьего-четвертого порядков, особенности развития которых теснейшим образом связаны с историей геологического развития самих структурно-формационных (структурно-металлогенических) зон. Так, системы разломов структурно-металлогенических зон в общем могут быть объединены в единый эволюционный ряд, характеризующийся направленным изменением свойств систем разломов в течение тектономагматического цикла. Этому ряду присущи следующие особенности.

1. Определенная последовательность возникновения различных систем разломов: от раздвигов и сбросов большой амплитуды, кольцевых структур древнего заложения в структурно-металлогенических зонах раннегеосинклинальной стадии к взбросам, надвигам и шарьяжам позднегеосинклинальных зон, затем к сдвигам раннеорогенных зон, сбросам малой амплитуды позднеорогенных и платформенных зон, сбросам и радиально-кольцевым структурам зон активизации, раздвигам и трансформным сдвигам рифтогенов.

2. Цикличность в развитии систем разломов: от раздвигов и сбросов большой амплитуды, древних кольцевых структур к раздвигам и сбросам меньшей амплитуды и активизационным кольцевым и радиальным структурам.

3. Сопряженность и периодичность в развитии структур: последовательная смена напряжений, чередование режимов растяжения и сжатия, сопряжение разрывных и пликтивных структур смежных классов — надвигов и сдвигов (так называемые динамопары), прогибов и поднятий, продольных и поперечных разломов (например, раздвиги, сбросы и трансформные разломы), — чередование процессов океанизации и континентализации земной коры, преобладание горизонтальных и вертикальных составляющих смещений земной коры.

4. Общая направленность в развитии земной коры в плане ее все большей стабилизации и приобретения все большей жесткости и анизотропии.

5. Тенденция направленной смены систем разломов с горизонтальной ориентировкой главных осей симметрии через наклонную к вертикальной ориентировке (кольцевые и радиальные структуры).

6. Уменьшение интенсивности, масштабности, глубинности активной жизни разрывных структур в течение тектоно-магматического цикла, увеличение локальности, прерывности проявления эндогенной активности.

7. Синхронное образование систем разломов разных типов и разных масштабов. Например, при формировании вулканогенов вдоль региональных дугообразных систем разломов руды (Au, Ag, Sb, Hg, Pb, Zn, S, As и др.) контролируются более локальными радиально-концентрическими структурами.

8. Смена от ранних стадий тектоно-магматического цикла к более поздним ассоциации преимущественно сидерофильных элементов халькофильными, затем литофильными и, наконец, элементами смешанной, щелочной линии, как бы возвращение к сидерофильности, но на качественно новом уровне.

9. Увеличение роли «секущих» формаций, переход от преобладающей роли собственно магматических месторождений к гидротермальным, все менее связанным с магматическими источниками, вплоть до телетермальных, и затем возвращение к магматическим щелочным месторождениям типа карбонатитов и т. п.

10. Возрастание относительного рудоконтролирующего значения поперечных, секущих, наложенных нарушений по сравнению с продольными, граничными.



РУДОНОСНОСТЬ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

На современном этапе металлогенических исследований формационный анализ является одним из важнейших методов оценки потенциальной рудоносности изучаемых площадей. Он включает рассмотрение широкого круга вопросов, предусматривающих изучение:

— места и времени развития формаций в пределах анализируемых структур;

— возрастных, пространственных и эволюционных рядов формаций;

— связей рядов геологических формаций с глубинным строением;

— «внутренних» особенностей состава формаций (петрологических, минералогических, геохимических) и их структуры — зональности, ритмичности.

Особое значение для решения прикладных задач имеет установление взаимосвязей геологических и рудных формаций и выяснение критериев отличия рудоносных и безрудных формаций.

Среди геологических формаций по особенностям состава и структуры слагающих их пород, отражающих различные условия их образования, были выделены следующие генетические типы: осадочных, магматических, метаморфических, гидротермально-метасоматических и кор выветривания [Критерии. . ., 1978].

Состояние изученности отдельных формаций этих типов неодинаковое, что, естественно, отразилось при написании последующих глав. Наиболее благополучно обстоит дело с осадочными и магматическими формациями. Крупные сводные работы, осуществленные в последние годы во ВСЕГЕИ под руководством Э. Н. Янова по осадочным формациям [Карта осадочных формаций, 1979 г.], В. Л. Масайтиса и В. Н. Москалевой по магматическим формациям [Магматические формации. . ., 1979], значительно облегчили

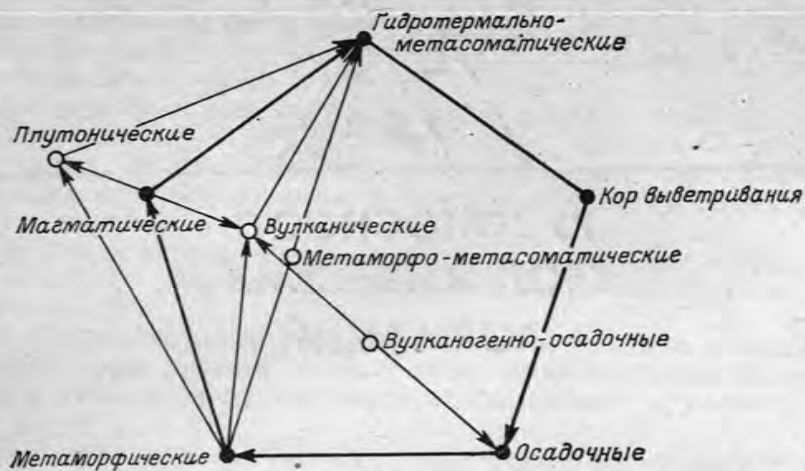


Рис. 34. Взаимосвязь различных типов формаций в геологических процессах.

подготовку второй части книги. При выделении, систематизации и характеристике гидротермально-метасоматических формаций в качестве основополагающих использованы работы Н. И. Наковника, В. А. Жарикова, Ю. В. Казицына, Б. И. Омеляненко, а также предшествующие публикации М. М. Василевского, Г. Т. Волостных, Э. А. Ланды, И. Г. Павловой, Е. В. Плющева, В. А. Рудника, Д. В. Рундквиста.

Понятие «метаморфическая формация» и «формация кор выветривания» не являются общепринятыми. В связи с этим материал посвященных им глав следует рассматривать как определенный опыт систематизации данных по закономерным природным сообществам метаморфических пород, в одном случае, и продуктов кор выветривания — в другом. Помимо выделенных и охарактеризованных ниже типов формаций существуют формации «переходного» или «совмещенного» типа, например метаморфо-метасоматические, вулканоплутонические, вулканогенно-осадочные и др. Сложные взаимные переходы между различными типами формаций изображены на рис. 34.

Анализ материалов по рудоносности структурно-формационных и структурно-металлогенических зон свидетельствует о том, что близкое по составу оруденение встречается в структурно-формационных зонах различных типов. Так, например, колчеданные руды развиты во всех типах эвгеосинклинальных зон; медно-молибденовое оруденение характерно для зон как геосинклинального, так и орогенного этапов; скарновые магнетитовые месторождения известны в связи с образованиями геосинклинального, орогенного, активизационного и платформенного этапов. Подобные примеры могут быть умножены. И это вполне понятно, так как состав ору-

денения различных зон в первую очередь зависит от вещественного состава участвующих в их строении геологических формаций. Общеизвестно, например, что титаномагнетитовое оруденение может быть связано с различными формациями мафического семейства: сненит-габбровой, базальт-долеритовой (трапповой), перидотит-пироксенит-норитовой, габбро-диабазовой, дунит-клинопироксенит-габбровой и анортозитовой. Редкометальное оруденение ассоциирует, как известно, с формациями салического и мафическо-салического семейств. Многие стратиформные свинцово-цинковые месторождения связаны с группой карбонатных и карбонатно-терригенных формаций.

Вместе с тем, подобно тому как одна и та же порода, входящая в состав различных формаций, несет оруденение разного масштаба, так и геологическая формация при устойчивой связи с ней определенной минерализации «рудоносна» в различной степени в зависимости от ее геотектонического положения и пространственного сочетания с другими геологическими формациями.

Таким образом, следует подчеркнуть, что реальная рудоносность геологических формаций заметно варьирует в зависимости от геологических условий их образования и конкретно проявленных сочетаний формаций. Вышесказанное и определяет необходимость рассмотрения специфики рудоносности различных групп геологических формаций в разнотипных структурно-формационных зонах.

Глава 8

РУДОНОСНОСТЬ ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ

Условия возникновения и закономерности локализации осадочных, осадочно-диагенетических и стратиформных эпигенетических месторождений (уголь, горючие сланцы, фосфориты, соли, железо, марганец, медь, свинец, цинк, уран и др.) наиболее полно раскрываются при формационном анализе, включающем рассмотрение геотектонических, палеогеографических, палеоклиматических и стратиграфических факторов. При этом необходимо учитывать не только приуроченность тех или иных месторождений полезных ископаемых к определенным типам формаций, но и положение рудоносных формаций в формационных рядах, определяющих, в частности, трансгрессивный или регрессивный тип разреза формации, смену конкретных формаций по латерали.

Однако наличие формации с определенным вещественным составом и строением часто не означает еще присутствия месторождений полезных ископаемых, характерных для данной формации. Например, известна тесная связь большинства свинцово-цинковых стратиформных месторождений с карбонатными формациями, но

РУДОНОСНОСТЬ ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ

(составили Е. А. Басков, Ю. В. Богданов, Н. В. Иванов, С. М. Корневский, К. А. Марков, Б. М. Михайлов, А. Д. Петровский, Н. Н. Предтеченский, Э. Н. Янов)

не все карбонатные формации несут свинцово-цинковое оруденение.

Большое значение имеют фациально-палеогеографические особенности накопления формаций: палеоландшафтные (рельеф области сноса и осадконакопления, континентальные, лагунные или морские условия с более дробным их подразделением), палеоклиматические (аридный или гумидный климат, жаркий, умеренный или холодный) и т. д.

Весьма существенным и часто ведущим фактором локализации месторождений может явиться «петрофонд формаций» — состав пород областей сноса. Например, В. С. Домарев (1971), В. М. Попов (1965), Д. Г. Сапожников (1961) отмечают, что если медь и некоторые другие металлы содержатся в размываемых породах областей сноса в кларковых количествах, то они не дают существенных концентраций в областях седиментации; в частности, для образования медистых песчаников необходим размыв в областях сноса пород, обогащенных медью (в том числе рудопроявлений, месторождений этого металла или группы металлов). Этим объясняется связь состава руд эндогенных и экзогенных месторождений определенных регионов, сохранение характерного для них геохимического профиля.

Сказанное определяет необходимость при прогнозировании месторождений полезных ископаемых комплексной оценки перечисленных выше особенностей образования геологических формаций.

Главными при выделении и характеристике осадочных формаций остаются вещественный состав и строение, которые опосредованно отражают условия их накопления (тектонические условия определяют мощности и градиенты мощностей, формы и размеры формационных тел; те же тектонические факторы определяют рельеф и в конечном итоге состав пород областей сноса, соотношение обломочных, хемогенных и биогенных пород в области накопления, наличие грубообломочных пород, степень «зрелости» обломочного материала, соотношение суши и моря, развитие речной сети и озерных бассейнов и т. д.; климатические факторы также влияют на осадконакопление, особенно в платформенных областях).

Это позволяет принять в данной главе группирование типов формаций по их вещественному составу (табл. 14), что удобнее для анализа связи вещественного состава и рудоносности формаций. Такая классификация не является единственно возможной, так как общая классификация формаций основана на выявлении типов формационных рядов — парагенезов формаций, что использовано в предыдущих главах для типизации тектонических зон (эвгеосинклиналей, мнгогеосинклиналей и др.).

Рассмотрим характеристику основных групп формаций, выделенных по вещественному составу с отражением особенностей их в различных геотектонических обстановках, и факторы, определяющие их рудоносность.

Геологические формации и их группы	Рудные формации, примеры месторождений, рудопроявлений	Примечания
I. Карбонатная группа 1. Рифовая 2. Известняковая 3. Меловая 4. Известняково-доломитовая 5. Доломитовая 6. Кремнисто-карбонатная 7. Кремнисто-карбонатная с сульфатами	Бокситовая карбонатная (1, 2, 4—6), Восточно-Уральская группа, ЮУБР, Боксонское (Восточный Саян) Фосфоритовая кремнисто-карбонатная (6), Каратау (Южный Казахстан) Фосфоритовая карбонатная (3), месторождения Южной Прибалтики Марганцевая манганокальцитовая карбонатная (4—6), Усинское (Кузнецкий Алатау) Марганцевая браунит-родохрозитовая кремнисто-карбонатная (6) Марганцевая браунит-гаусманитовая кремнисто-карбонатная (6), Атасуйская группа (Центральный Казахстан) Марганцевая браунит-гаусманит-родонитовая кремнисто-карбонатная (4, 6) Барит-свинцово-цинковая карбонатная (1, 2, 4—6), Сарданское (Юго-Восточная Якутия), Миргалмсайское (Южный Казахстан) Барит-свинцово-цинковая кремнисто-карбонатная (6, 5, 7), Горевское (Енисейский край), Жайремское (Центральный Казахстан) Флюорит-свинцово-цинковая терригенно-карбонатная (2, 4—6), Таборное (Прибайкалье) Полиметаллическая карбонатная (2), рудопроявления Средней Азии Золоторудная джаспероидная (6) Магнетитовая (4, 5), Саткинское (Урал) Сидеритовая (4, 5), Бакальское (Урал) Киноварная карбонатная (1, 2, 5, 6), Галхая (Средняя Азия)	

Геологические формации и их группы	Рудные формации, примеры месторождений, рудопроявлений	Примечания
	<p>Киноварно-флюорит-антимонитовая джаспероидная (4, 6), Хайдаркан (Южный Тянь-Шань)</p> <p>Силикатно-никелевая контактово-карстовая* (1, 2), Верхнеуфалейская группа (Урал)</p> <p>Тальковая апокарбонатная** (4, 5), Онотское (Южная Сибирь)</p> <p>Хризотил-асбестовая апокарбонатная** (4, 5), Аспагашское (Киргизия)</p> <p>Ратовкитовая (2, 4), рудопроявления Русской платформы</p> <p>Целестиновая (4, 5)</p> <p>Иодо-бромных жидких руд (4)</p>	<p>* В ассоциации с ультрабазитами в зонах карстообразования</p> <p>** В зонах регионального метаморфизма и развятия гранитоидов</p>
<p>II. Кремнистая группа</p> <p>1. Яшмовая</p> <p>2. Кремнисто-сланцевая</p> <p>3. Кремнисто-железистая (джеспелитовая)</p> <p>4. Углеродисто-кремнистая</p> <p>5. Кремнисто-диатомитовая</p> <p>6. Туфоднатомитовая</p> <p>7. Опоковая</p>	<p>Фосфоритовая кремнистая* (1, 2, 4), Удско-Селемджинская группа (Приамурье); (4), рудопроявления Среднего Тянь-Шаня</p> <p>Железистых кварцитов** (3), Кривой Рог (Украина)</p> <p>Мартитовая*** (3), Кривой Рог (Украина)</p> <p>Железорудная кремнисто-гематитовая (1, 2), Удско-Селемджинская группа (Приамурье)</p> <p>Железорудная оолитовая (7), Хоперское (Украина)</p> <p>Марганцевая браунит-гаусманит-родонитовая кремнистая (1, 2), Южно-Уральская группа Молибден-ванадиеносных сланцев (4), рудопроявления Северного Тянь-Шаня</p> <p>Серноколчеданная и медно-цинковая колчеданная* (2)</p> <p>Золоторудная «черносланцевая» (4)</p>	<p>* В ассоциации с вулканитами эвгеосинклинальных зон</p> <p>** В условиях амфиболитовой фации метаморфизма</p> <p>*** При наложении процессов выветривания на железистые кварциты</p>
<p>III. Карбонатно-терригенная группа</p> <p>1. Карбонатно-глинисто-песчаная</p> <p>2. Известняково-глинистая сероцветная</p> <p>3. Известняково-глинистая пестроцветная</p> <p>4. Известняково-песчано-алевритовая сероцветная</p>	<p>Фосфоритовая терригенная (1, 3, 5, 7, 9, 11), месторождения Таджикского бассейна</p> <p>Фосфоритовая карбонатная (2)</p> <p>Фосфоритовая кремнисто-карбонатная (9, 10)</p> <p>Фосфоритовая желваковая терригенно-карбонатная (6, 7)</p> <p>Марганцевая псиломелан-пирролизитовая терригенная (5, 6), Бурштынское (Русская платформа)</p>	

Геологические формации и их группы	Рудные формации, примеры месторождений, рудопроявлений	Примечания
<p>5. Известняково-глинисто-песчаная пестроцветная</p> <p>6. Известняково-глинисто-песчаная сероцветная</p> <p>7. Песчано-доломитовая</p> <p>8. Карбонатно-терригенно-туфитовая пестроцветная</p> <p>9. Кремнисто-карбонатно-глинисто-песчаная</p> <p>10. Менилитовая</p> <p>11. Антраконитовая</p> <p>12. Битуминозно-глинисто-карбонатной подгруппы</p> <p>12а. Кремнисто-известняковая (доманиковская)</p> <p>12б. Известняково-кукерситовая</p> <p>12в. Битуминозно-доломитовая</p> <p>12г. Битуминозно-глинистая</p> <p>13. Флишевая карбонатная</p> <p>14. Флишеидная терригенно-карбонатная</p>	<p>Марганцевая браунит-родохритовая кремнисто-карбонатная (9)</p> <p>Барит-свинцово-цинковая кремнисто-карбонатная (9), Жайремское (Центральный Казахстан)</p> <p>Флюорит-свинцово-цинковая терригенно-карбонатная (1, 9), Барвинское (Прибайкалье)</p> <p>Свинцово-цинковая карбонатная (9, 6, 1) Саурейское (Урал)</p> <p>Медистых сланцев (4), Южно-Минусинская впадина; (7), Предуралье</p> <p>Медистых песчаников (5), рудопроявления Восточной Сибири и Приуралья</p> <p>Железорудная оолитовая (6), Керченское (Крым)</p> <p>Барит-сидеритовая (11), рудопроявления Таджикской депрессии</p> <p>Киноварно-флюорит-антимонитовая джаспероидная (1), Хайдаркан (Южный Тянь-Шань)</p> <p>Бокситовая терригенная (5, 4), месторождения Тургая</p> <p>Золоторудная «черносланцевая» (9), Мурунтау (Средняя Азия)</p> <p>Золоторудная джаспероидная (9)</p> <p>Молибден-ванадиеносных сланцев (12а, 12г), рудопроявления Северо-Востока Русской платформы; (10), месторождения Карпат</p> <p>Горючих сланцев (12б, 12г), месторождения Прибалтики и Общего Сырта; (10), месторождения Карпат</p> <p>Ратовкитовая (4), рудопроявления Русской платформы</p> <p>Самородной серы (5)</p> <p>Иодо-бромных и иодных жидких руд (2, 3, 7)</p>	

Геологические формации и их группы	Рудные формации, примеры месторождений, рудопроявлений	Примечания
<p>IV. Терригенная группа</p> <p>IVa. Конгломерато-песчаниковая подгруппа</p> <p>1. Молассовая</p> <p>1а. Молассовая паралическая</p> <p>1б. Молассовая континентальная красноцветная</p> <p>1в. Молассовая морская сероцветная</p> <p>2. Молассоидная</p> <p>2а. Молассоидная красноцветная</p> <p>2б. Молассоидная сероцветная</p> <p>3. Молассовидная</p> <p>4. Парамолассовая</p> <p>5. Валунно-глинистая</p> <p>6. Туфопесчано-конгломератовая</p> <p>7. Кварцево-конгломератовая</p> <p>IVб. Песчано-глинистая подгруппа</p> <p>1. Граувакковая</p> <p>2. Туфоглинисто-песчаная</p> <p>3. Полимиктовая глинисто-песчаная</p> <p>4. Алевро-песчаная сероцветная</p> <p>5. Олигомиктовая</p> <p>6. Кварцево-каолининовая</p> <p>7. Глауконитовая глинисто-песчаная</p> <p>8. Глауконитовая известняково-глинисто-песчаная</p> <p>9. Алевро-песчаная красноцветная</p> <p>10. Глинисто-песчаная сероцветная</p> <p>11. Глинисто-песчаная красноцветная</p> <p>12. Флишевая</p> <p>12а. Песчаный флиш</p> <p>12б. Глинистый флиш</p> <p>12в. Кремнистый флиш</p>	<p>Марганцевая манганит-пиролузитовая терригенная (1в), Чиатурская группа (Кавказ); (2а), Джебды (Центральный Казахстан)</p> <p>Золоторудных конгломератов (7), Витватерсранд (Южная Африка)</p> <p>Медистых песчаников (1а, 1б), месторождения Приуралья; (2а), рудопроявления Печищенской группы (Алтае-Саянская область)</p> <p>Золотоносных россыпей (1, 2)</p> <p>Платиноносных россыпей (1)</p> <p>Оловоносных россыпей (3)</p> <p>Титаноносных россыпей (3)</p> <p>Монацитосных россыпей (3)</p> <p>Алмазоносных россыпей (2, 3)</p> <p>Серноколчеданная и полиметаллическая колчеданная * (6)</p> <p>Алунитовая * (6)</p> <p>Самородной серы (6)</p> <p>Фосфоритовая ракушняковая терригенная (7, 6), Кингисеппское (Русская платформа)</p> <p>Фосфоритовая желваковая терригенная (7, 10), месторождения Вятско-Камского бассейна</p> <p>Фосфоритовая терригенная (10)</p> <p>Марганцевые псиломелан-пиролузитовая терригенная и мanganокальцитовая карбонатная (8), Никопольское (Украина)</p> <p>Марганцевая манганит-пиролузитовая терригенная (4, 7), месторождения Северного Зауралья</p> <p>Железорудная оолитовая (3, 7, 10), Колнашевское и Аятское (Западная Сибирь); (10), Лисаковское (Северный Казахстан)</p> <p>Железорудная кремнисто-гематитовая (5, 4), Ангаро-Питская группа (Енисейский край)</p> <p>Бурожелезняковая выветривания (6), Алапаевская группа (Урал)</p> <p>Бокситовая терригенная (сублатеритная) (6), Среднетиманская группа</p>	<p>* При сочетании с базальт-андезитовой формацией</p>

Геологические формации и их группы	Рудные формации, примеры месторождений, рудопроявлений	Примечания
<p>13. Флишоидная</p> <p>13а. Флишоидная глинисто-песчаная</p> <p>13б. Флишоидная кремнистая</p> <p>13в. Флишоидная туфогенная</p> <p>IVв. Глинистая подгруппа</p> <p>1. Аспидная</p> <p>2. Глинистая</p> <p>V. Угленосная группа</p> <p>1. Угленосная (угленосные песчано-глинистые и карбонатно-песчано-глинистые без подразделения)</p> <p>2. Молассовая угленосная</p> <p>3. Молассоидная угленосная</p> <p>VI. Галогенная группа</p> <p>1. Галогенная калиеносная</p> <p>2. Галитовая</p> <p>3. Сульфатно-карбонатная</p> <p>4. Терригенно-галогенная</p>	<p>Бокситовая терригенная (6), месторождения Тургая</p> <p>Медистых песчаников (9, 11), Джебказган (Центральный Казахстан), Приуральская группа</p> <p>Медистых сланцев (9, 11), Приуральская группа</p> <p>Каолининовая (6), месторождения Украины</p> <p>Титаноносных и циркониеносных россыпей (7, 10, 5, 4), месторождения Русской платформы</p> <p>Алмазоносных россыпей (10)</p> <p>Алунитовая (2)</p> <p>Иодных жидких руд (7)</p> <p>Янтарная (4), месторождения Прибалтики</p> <p>Медно-цинковая «черносланцевая» (1), Филлизчайское (Большой Кавказ)</p> <p>Золоторудная «черносланцевая» * (1)</p> <p>Золоторудная джасперондная (1)</p> <p>Медно-пирротиновая (1), рудопроявления южного склона Большого Кавказа</p> <p>Киноварная терригенная аргиллизитовая (1), рудопроявления Большого Кавказа</p> <p>Каменноугольная (1—3)</p> <p>Буроугольная (1—3)</p> <p>Карналлит-сильвин-галитовая (1), Верхнекамское, Гаурдакское (Средняя Азия)</p> <p>Бишофит-карналлит-сильвин-полигалитовая (1), Прикаспийский бассейн</p> <p>Сильвин-лангбейнит-каинит-галитовая (5), Прикарпатье</p>	<p>* При наличии эффузивов натриевых базальтов или интрузии габбро-диабазовой формации</p>

Геологические формации и их группы	Рудные формации, примеры месторождений, рудопроявлений	Примечания
5. Молассовая галогенная 6. Молассоидная галогенная	Галитовая (2—4) Гипсовая (3) Глауберит-галитовая (6), Тянь-Шань Бороносная (1), Прикаспийский бассейн Самородной серы (1), Гаурдакское (Средняя Азия), Прикаспийский бассейн; (2, 3), Прикарпатье, Волынский бассейн Марганцевая манганокальциевая карбонатная (3), Западное Приуралье; (5), Прикарпатье Глиноземистая давсонитовая (6), Грин-Ривер (США) Бромных жидких руд (1, 3) Поликомпонентных (Sn, В, Вг, Rb и др.) жидких руд (1, 2).	

ГРУППА КАРБОНАТНЫХ ФОРМАЦИЙ

Группа карбонатных формаций объединяет рифовую, известняковую, меловую, известняково-доломитовую, доломитовую, кремнисто-карбонатную и кремнисто-карбонатную с сульфатами. Распространена во всех геотектонических зонах, но наиболее характерна для позднегеосинклинальной стадии развития складчатых областей и инундационной стадии геотектонических циклов развития платформ. Возникновение и распространение карбонатных формаций отчетливо контролируется также общей биогеохимической эволюцией Земли: в докембрии развиты преимущественно доломитовые формации, небольшим развитием пользуются органогенные водорослевые постройки. В палеозое количество морских доломитовых толщ прогрессивно сокращается, широкое развитие получают рифы и другие органогенные постройки, сложенные известняками с выделением животных организмов. В меловое время появляется формация писчего мела, связанная развитием планктонных фораминифер и кокколитофорид. Карбонатообразование захватывает не только мелководные бассейны, но и пелагические области.

Металлогенная специализация карбонатных формаций определяется генетической связью с ними полиметаллического, марганцевого, железного оруденения, фосфоритов и ролью их в качестве благоприятной среды для наложенных рудообразующих процессов — бокситообразования, образования скарных месторождений и др. Ряд карбонатных формаций являются нефтематеринскими и служат коллекторами крупнейших нефтяных и газовых месторождений.

Рифовая формация сложена каркасными органогенными постройками (биогермами, биогермными массивами и продуктами их разрушения), в турбулентной зоне бассейна — рифовыми карбонатными брекчиями, детритовыми, органогенно-обломочными известняками, иногда включает в себя мергельно-доломитовые отложения рифовых лагун. В плане она обычно образует протяженные полосы. Мощность ее достигает многих сотен метров и обычно превышает мощности замещающих ее в латеральном ряду известняковой, доломитовой и глинисто-карбонатной формаций.

Рифовые формации протягиваются по бортам миогеосинклинальных прогибов, по периферии срединных массивов и геоантиклиналей и приурочены к зонам разломов, иногда тяготеют к пограничным зонам стабильных и сравнительно интенсивно погружавшихся участков платформ, как правило, контролировавшихся разломами фундамента, и к платформенному борту краевых прогибов.

Распространены от протерозоя до кайнозоя, но состав рифостроящих организмов во времени менялся (в протерозое были строматолиты, в раннем и среднем палеозое — водоросли, реже археоциаты и строматопороидеи, в позднем палеозое — гидрондные, водоросли и мшанки, начиная с мезозоя впервые появляются коралловые рифы). Образование рифовых формаций происходило в морях в условиях солености, близкой к нормальной, повышенной гидродинамики и жаркого климата.

Известняковая формация слагается пелитоморфными и кристаллическими известняками, иногда оолитовыми и органогенно-обломочными, местами брекчированными и конгломератовидными, с ясной пластовой текстурой. Второстепенные члены парагенеза — небольшие биогермы и биостромы, доломиты и иногда мергели и известковистые песчаники, образующие отдельные прослои, а также базальные пачки. Мощность различна: в геосинклинальных областях достигает тысяч метров, на платформах — первые сотни метров.

Распространена также с протерозоя по кайнозой, преимущественно в миогеосинклиналях, формировалась в этапы относительного тектонического покоя, в областях жаркого, чаще сухого климата.

Меловая формация, по возрасту относящаяся к меловой системе, сложена писчим мелом, мелоподобными мергелями и мергелями; им подчинены известняки. При этом писчий мел занимает центральные части платформенных синеклиз и впадин, а в пределах антеклиз замещается мергелями и глауконитовыми песчаниками. Мощность формации в синеклизах до 500—700 м, а в пределах антеклиз 50—100 м. Накапливалась меловая формация в открытом морском бассейне на глубинах 100—200 м и более при сильной пенепленизации суши и незначительном приносе обломочного материала.

Известняково-доломитовая формация слагается доломитами, доломитизированными известняками, водорослевыми и оолитовыми известняками, иногда с небольшими биогермами. Мощность формации от десятков метров до 800 м. Распространена

на Русской и Сибирской платформах в отложениях верхнего протерозоя и палеозоя. Накапливалась в мелководных морских бассейнах с повышенной соленостью вод, в зонах теплого аридного климата.

Доломитовая формация представлена мощными толщами первичных доломитов. Второстепенные и аллофильные члены парагенеза — магнезит, известняки, мергели, песчаники, кремнистые породы и др. Распространена от протерозоя до юры в миогеосинклиналях и на срединных массивах в областях жаркого сухого климата, в бассейнах с повышенной соленостью, поступление пресных вод в которые (и принос терригенного материала) было ограниченным; известна также в платформенных областях.

Кремнисто-карбонатная формация представлена мощными (до 1—3 км) известняковыми и доломитовыми толщами с прослоями и пачками кремнистых сланцев и микрокварцитов, линзами, прожилками и желваками халцедона. Распространена также от протерозоя до юры как в эв-, так и в миогеосинклинальных прогибах, иногда и на геоантиклиналях.

Формация кремнисто-карбонатная с сульфатами в основании иногда включает пестроцветные песчано-глинистые пачки с гипсом и карбонатными брекчиями, слагается преимущественно известняками и мергелями, местами доломитизированными и окремненными, иногда содержит карбонатно-кремнистые и глинисто-кремнистые сланцы, спонголиты и другие органогенные силициты. Характерными аксессуарными членами формации являются ангидрит, гипс и сидерит, реже флюорит. Формация накапливалась в открытом теплом море, прибрежных его участках и осолоненных лагунах аридной зоны, в межгорных впадинах и пригеосинклинальных прогибах орогенной области.

Рудоносность описанных формаций характеризуется следующими основными особенностями. С рифовой формацией связаны многие крупные месторождения нефти и природного газа (Арун на Суматре и др.). Высокая продуктивность формаций обуславливается хорошими коллекторскими свойствами пород. Качество ловушки органогенные постройки приобретают сразу после формирования. В слабо дифференцированных постройках лучшими коллекторскими свойствами обладают центральные части массивов. Существенное влияние на рифовые ловушки оказывают последующие тектонические движения и вторичная доломитизация.

В рифовой, известняковой, иногда и кремнисто-карбонатной формациях встречаются месторождения бокситов (Восточно-Уральская группа, Салаир в Алтае-Саянской области и др.). На территории СССР они преимущественно девонские. Залежи повсеместно приурочены к поверхностям перерывов и локализуются в отрицательных формах палеорельефа. Неровность поверхности органогенных построек рифовой формации, возникающая при карстовых процессах, обуславливает образование ловушек, в которых накапливался рудный материал и сохранялся от размыва при трансгрессии. Источником бокситового вещества могли быть вулканический

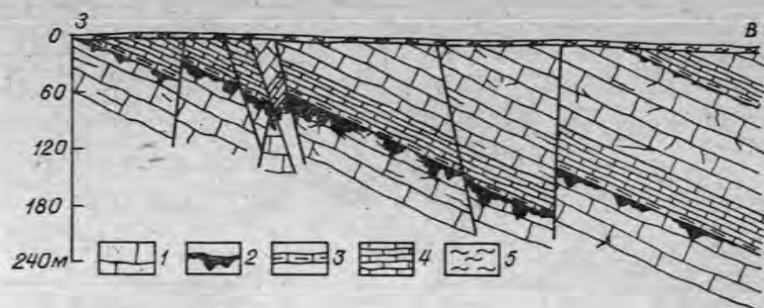


Рис. 35. Разрез через месторождение Красная Шапочка (Северный Урал).

1 — известняки массивные (D₂); 2 — бокситы; 3 — мергели, черные аргиллиты; 4 — амфиболовые известняки (D₂); 5 — супеси и суглинки (P).

пепел и продукты выветривания пород континента, сносимые к рифам.

Промышленные месторождения бокситов восточного склона Северного Урала локализуются в основном в девонских известняках и доломитах (СУБР), не содержащих примеси или прослоев терригенных или вулканогенных пород. Они приурочены (рис. 35) к уровням внутрiformационных перерывов, из которых наиболее длительные приходятся на начало эйфеля.

С рифовой и известняковой формациями связаны силикатно-никелевые месторождения Уфалейского и Ржевского районов Урала. Зоны оруденения приурочены к мезозойским и палеогеновым корам выветривания, возникающим на контактах закарстованных карбонатных пород с серпентинитами.

Представляют интерес имеющиеся в известняковой и рифовой формациях пластовые фосфориты (пермь Предуральского краевого прогиба — Селеукское и Ашинское месторождения).

В меловой формации к прослоям глауконитово-кварцевых песков в Днепровско-Донецкой, Московской, Ульяновско-Саратовской, Прикаспийской впадинах приурочены желваковые фосфориты, не образующие промышленных скоплений.

Известняково-доломитовая формация, особенно содержащая биогермы и биостромные постройки, весьма благоприятна для локализации стратиформных месторождений свинца и цинка (венд Юго-Восточной Якутии — Сардана и Уруй, верхний кембрий США, средний девон Канады, триас Польши и др.). Галенит-сфалеритовые руды в Сарданинском месторождении приурочены к массивным кристаллическим доломитам верхней части биостромного массива, характеризующимся высокой пористостью, и к краевым частям водорослевых биогермов в пределах верхней рудоносной подсвиты юдомской свиты. При этом изолированные биостромы и мелкие биогермы местами целиком представляют собой рудные тела. Прослеживается отчетливая связь рудных скоплений с крутыми склонами палеоподнятий и с ограничивающими их разломами. Иногда встречаются подчиненные тонкой слоистости руды

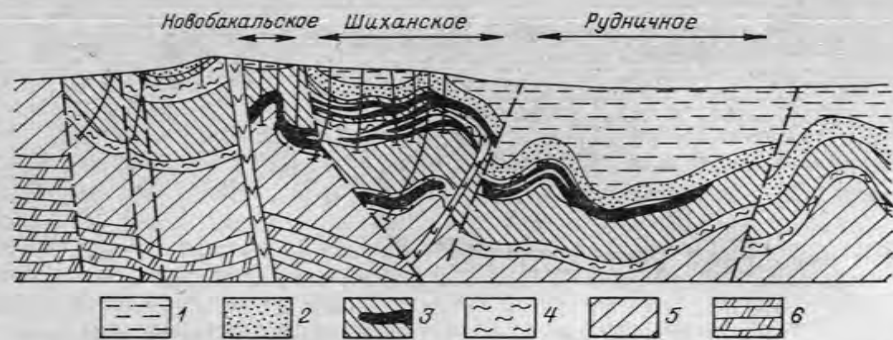


Рис. 36. Разрез Бакальского рудного поля (по А. Л. Яницкому и О. П. Сергееву).

1 — сланцы зигалино-комаровской свиты; 2 — кварциты зигальгинской свиты; 3 — сланцы верхней подсвиты бакальской свиты, железные руды; 4 — известняки и доломиты верхней подсвиты бакальской свиты; 5 — сланцы нижней подсвиты бакальской свиты; 6 — известняки и доломиты саткинской свиты.

в тонкозернистых доломитах, что может объясняться только первичноосадочным их образованием. Однако орогенные постройки испытали гидротермальные преобразования, при которых происходило растворение (выщелачивание) фитогенных структур и заполнение образовавшихся пор и полостей рудным веществом, кремнеземом, переотложенным доломитом и кальцитом.

Доломитовая формация часто магнетитонасна. Иногда образуются (в результате перераспределения первичноосадочного материала) промышленные концентрации магнетита (Тальское и Кардоканское месторождения в оладьинской и джурской свитах верхнего протерозоя Енисейского кряжа, Саткинского месторождения верхнего протерозоя Урала). С этой формацией иногда связаны стратиформные месторождения железа — Бакальское месторождение в верхнепротерозойских отложениях Урала (рис. 36). Руды представлены сидеритами и бурыми железняками. Пластообразные рудные залежи локализуются в основном в массивных, иногда фитогенных известняках хлоритизированных, доломитизированных и анкеритизированных и ассоциируют с магнетитами. Содержание железа в них обычно составляет 25—38 %.

С некоторыми протерозойскими и кембрийскими доломитовыми формациями связаны месторождения высококачественного маложелезистого талька (Оютское, Светлоключевское, Алгуйское, Бейцухинское в Южной Сибири, хр. Малый Каратау в Казахстане и др.), возникшие в результате контактового и гидротермального воздействия гранитоидных интрузий. Преобладают карбонат-тальковые и тремолит-тальковые руды. Положение рудных тел контролируется конфигурацией контактов гранитоидов, размещением апофиз и дорудных разрывных нарушений.

Наиболее разнообразное и часто промышленно ценное оруденение связано с кремнисто-карбонатной формацией. В геосинклинальных областях в первую очередь следует упомянуть месторождения зернистых пластовых фосфоритов Каратауского бассейна

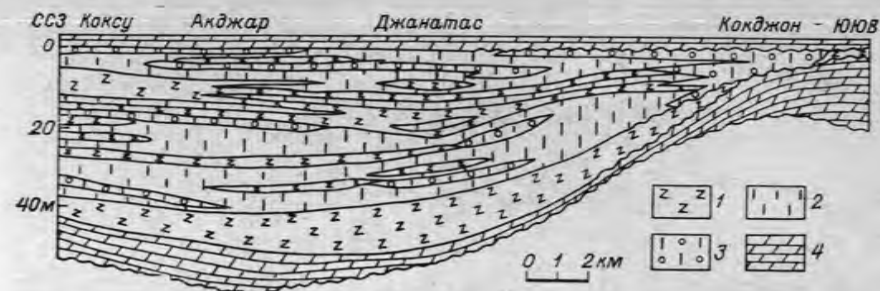


Рис. 37. Литологический профиль среднекембрийской (?) фосфоритонесущей кремнисто-карбонатной формации (чулактауская свита) Каратау (по А. М. Тушиной [1968 г.]).

1 — кремни и кремнистые сланцы; 2 — фосфориты средне-мелкозернистые псаммитовые, алевролитовые и алевропелитовые; 3 — фосфоритные конгломераты и гравелиты, крупнозернистые псаммитовые фосфориты; 4 — доломиты.

в Южном Казахстане (Чулактау, Аксай, Коксу, Джанатас и Кокджан). Они приурочены к низам мощной толщи кембрийско-ордовикских доломитов и кремнистых пород. Продуктивный горизонт на одних месторождениях разделяется на ряд слоев фосфоритов и фосфатно-кремнистых пород, на других представлен сплошными фосфоритами (рис. 37). На рисунке видно, что в наиболее удаленных от берега участках с пониженной гидродинамической активностью накапливались фтаниты и преимущественно мелкозернистые фосфориты. К береговой линии возрастает роль средне- и крупнопсаммитовых фосфоритов, переходящих в фосфоритные гравелиты и конгломераты. Накопление пластовых фосфоритов происходило в условиях жаркого засушливого климата в прибрежной части трансгрессировавшего нормальноморского многогеосинклинального бассейна.

Причину возникновения эпохи накопления фосфора и редких металлов в начале палеозоя М. Н. Альтгаузен [1956 г.] видит в том, что в докембрии фосфор концентрировался в морских водах (видимо, в связи с высокими содержаниями углекислого газа в атмосфере и в морских водах), а в кембрии развитие органической жизни привело к уменьшению концентрации углекислого газа, что снизило растворимость фосфора и редких металлов и вызвало интенсивное их накопление в благоприятных палеогеографических условиях.

Верхнепротерозойско-палеозойская кремнисто-карбонатная формация часто бокситонасна. Руды пластовые преимущественно диаспор-бёмитовые. Рудные залежи повсеместно приурочены к перерывам в осадконакоплении при трансгрессивном залегании карбонатных отложений на магматических породах основного состава. Примером может служить Боксонское месторождение в Восточном Саяне. Накопление бокситов происходило в узкой прибрежной зоне островов с равнинным или платообразным рельефом в зоне тропического климата.

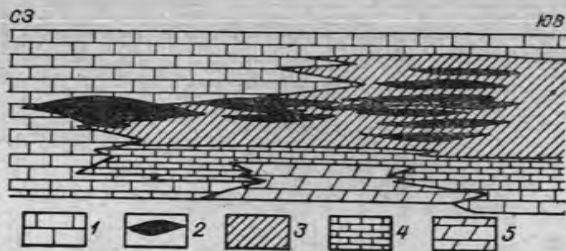


Рис. 38. Литологический профиль Усинского месторождения марганцовистых карбонатов (Кузнецкий Алатау) [Генетические типы... 1974].

1 — мраморизованные известняки; 2 — марганцевые карбонатные руды; 3 — марганцовистые известняки и сланцы; 4 — известняки темно-серые, часто кремнистые; 5 — кремнистые доломиты.

Практическое значение имеют приуроченные к кремнисто-карбонатной формации месторождения марганцовистых карбонатов. Усинское месторождение в Кузнецком Алатау (рис. 38) локализуется в усинской свите нижнего кембрия. Чередование слоев родохрозитовых и марганцево-кальцитовых руд, марганцовистых известняков и сланцев обусловлено тектоническими движениями и температурными колебаниями, в результате которых то интенсифицировалась, то затухала эрозия на островах, сложенных преимущественно вулканогенными породами кондомской свиты, а следовательно, то увеличивалось, то уменьшалось поступление марганца в виде коллоидных растворов и взвесей. Нельзя исключить, что поступление части марганца в раннекембрийский морской бассейн происходило за счет подводного гальмиролитического разложения эффузивных пород кондомской и терсинской свит и при поствулканических эксгаляциях. Из наиболее крупных и хорошо изученных барит-свинцово-цинковых стратиформных месторождений в кремнисто-карбонатной формации следует назвать Горевское в Енисейском крае (рис. 39).

С палеозойской кремнисто-карбонатной формацией пограничных зон эв- и миогеосинклинальных прогибов связано стратиформное сурьмяно-ртутное оруденение. Рудоносные уровни приурочены к поверхностям перерыва, сопровождающимся проявлениями палеокарста, и экранируются горизонтами глинистых пород. В СССР месторождения этого типа распространены в Южном Тянь-Шане (Хайдаркан, Джиджикрут, Сымал, Адыракоу), а также установлены в Забайкалье и Якутии.

По-видимому, также с кремнисто-карбонатной формацией связана золоторудная стратиформная минерализация «невадийского типа» в США, для которой характерны пластообразные или трещинные формы рудных тел, локализующихся в горизонтах определенного литологического состава (с повышенной битуминозностью, сероносностью и т. п.), связь с региональным проявлением джаспероидизации, приуроченность к сочленению структур эв- и миогеосинклинальных зон.

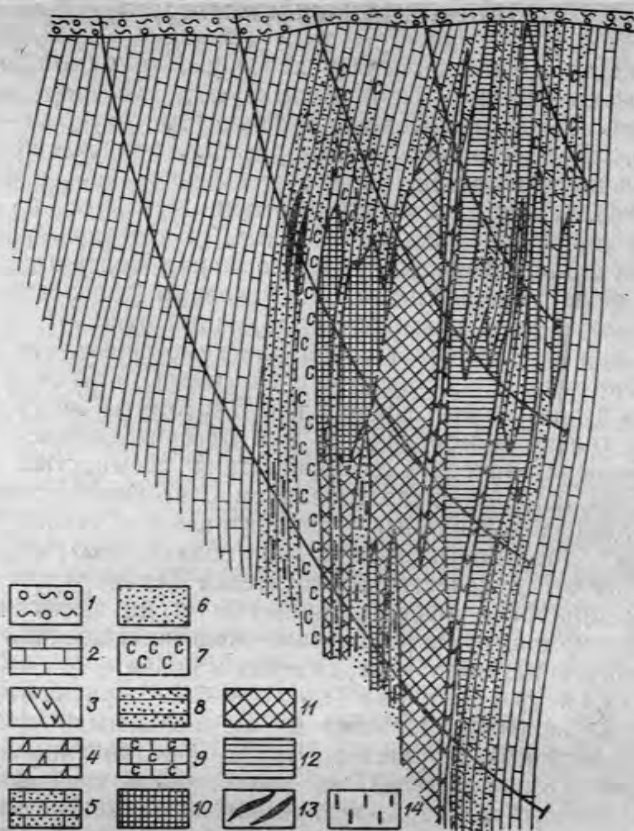


Рис. 39. Геологический разрез Горевского месторождения (по М. П. Проснякову и Р. Н. Володину).

1 — рыхлые отложения; 2 — известняки; 3 — оливиновые доломиты; 4—9 — гидротермально измененные породы: 4 — доломитизированные известняки, 5 — окварцованные известняки, 6 — кварцит, 7 — сидерит, 8 — кварц-карбонатная порода, 9 — сидеритизированный известняк; руда: 10 — цинково-свинцовая, 11 — свинцово-цинковая, 12 — свинцовая; 13 — галенит-сфалеритовые прожилки; 14 — пирротинное оруденение.

Для кремнисто-карбонатной формации с сульфатами характерна своеобразная ассоциация, иногда на одних и тех же площадях, железо-марганцевых и барит-свинцово-цинковых месторождений. Наблюдается устойчивая связь рудных тел с краевыми фазами формации и их приуроченность к скрытым глубинным разломам фундамента. К той же формации, а также к известняково-доломитовой фаменской толще приурочено свинцово-цинковое стратиформное Миргалымсайское месторождение в Южном Казахстане. Относительно генезиса руд существует два различных подхода: осадочно-диагенетическая гипотеза, признающая метаморфические и гидротермальные преобразования первичноосадочных руд, и гипотеза гидротермального эпигенетического происхождения.

Кремнистая группа включает яшмовую, кремнисто-сланцевую, кремнисто-железистую (джеспилитовую), углеродисто-кремнистую, кремнисто-диатомитовую, туфодиатомитовую и опоковую формации. Шесть из них характерны исключительно для геосинклинальных областей, преимущественно эв- и миктогеосинклиналей. Лишь опоковая формация развита на платформах, как древних, так и молодых. В латеральных рядах подвижных областей кремнистые формации связаны с вулканогенными, реже карбонатными. По условиям образования подавляющее большинство кремнистых формаций относится к морским отложениям и представляет собой как хемогенные, так и органические образования, сложенные скелетными остатками радиолярий, губок и диатомовых водорослей. Диатомиты могут образовываться не только в морских, но и в пресноводноозерных обстановках. Минерагеническая специализация кремнистых формаций определяется широким использованием слагающих их пород в качестве полезных ископаемых — декоративных и технических камней (яшмы), абразивных материалов (новакулиты), в химической промышленности в качестве поглотителей (опока, спонгицит, трепел), в металлургии (ферросилиций) и т. д., а также связью с этими формациями месторождений железа (джеспилитов), фосфоритов, марганца, молибдена, ванадия и урана.

Яшмовая формация представлена красными, «сургучными», реже зелеными яшмами и яшмовидными кремнистыми туфами с прослоями терригенных пород и подчиненными линзами известняков; второстепенный, но характерный член формации — кварциты. Характерна парагенетическая ассоциация с натриевыми базальтами и другими вулканическими формациями. Условия образования яшмовых формаций трактуются по-разному. Сторонники гипотезы «батиметрического контроля» считают, что яшмы накапливались в абиссали биогенным путем, подобно современным радиоляриевым илам (на глубинах более 4600—5000 м). И. В. Хворова [1968 г.], Г. А. Каледа и другие развивают вулканогенную гипотезу образования яшм (взаимодействие раскаленной лавы и пирокластов с морской водой, газовой гидротермальный вынос кремнезема, что благоприятствовало расцвету радиолярий). Яшмовые формации развиты в эвгеосинклинальных прогибах (мафического типа).

Кремнисто-сланцевая формация сложена кремнистыми сланцами (то кремнисто-глинистыми, то кремнисто-туфовыми, то более чистыми яшмовидными), переслаивающимися с глинистыми и углито-глинистыми сланцами; местами в них появляются пачки туфов, граувакк, известняков, прослои типичных «сургучных» яшм. Распространена от протерозоя до кайнозоя в эвгеосинклинальных прогибах. Как и яшмовая, кремнисто-сланцевая формация отлагалась в морских условиях на разной глубине (от сравнительно мелководных в архипелагах вулканических

островов до более глубоководных, но не абиссальных). Не вызывает особых сомнений связь кремнисто-сланцевых формаций с подводным вулканизмом.

Кремнисто-железистая (джеспилитовая) формация представлена кремнисто-железистыми породами (джеспилитами), чередующимися с прослоями и пачками первичноглинистых и кремнисто-глинистых пород, превращенных в сланцы. Характерна мелкая ритмичность и тонкая полосчатость, крайняя редкость обломочных пород. Накапливалась в конце архея и главным образом в раннем протерозое в протогеосинклиналях, окруженных пенецелизированной сушей с длительным развитием химического выветривания преимущественно основных пород, что обуславливало вынос огромных масс железа и кремнезема. В неглубоких частях моря накапливались кварцево-глинистые осадки, в более удаленных участках на глубинах до 200—300 м — химические осадки (железистые и железисто-силикатные тонкополосчатые породы). Чередование осадков, состоящих из силикатов железа или кремнезема, объясняется периодичностью привноса вещества и различной концентрацией растворов. Так, согласно осадочной гипотезе, образовалась кремнисто-железистая формация КМА, но кремнисто-железистые образования Карелии — вулканогенно-осадочные. Ю. П. Мельник [1973 г.] предложил особый «аккумуляционно-биогеохимический» вариант вулканогенно-осадочной гипотезы. По его мнению, осаждение основной массы железа связывается со скачкообразными флюктуациями p_{CO_2} и Eh, обусловленными цикличностью развития фитопланктона. Осаждение кремнезема, поступавшего в растворах из вулканических источников, вызывалось градиентом pH в зонах смешения вод.

Большинство исследователей связывает образование железистых кварцитов с особенностями выветривания и (или) переноса и отложения железа и кремнезема в условиях атмосферы, состоящей преимущественно из углекислого газа при практически полном отсутствии свободного кислорода.

Углеродисто-кремнистая формация представлена ритмично переслаивающимися разнообразными кремнистыми, кремнисто-глинистыми, углито-глинистыми, углито-кремнистыми и другими сланцами (Джунгарский Алатау, Улуту, Каратау). К аллофильным членам формации относятся известняки, доломитизированные известняки и доломиты. По латерали нередко замещается фосфоритонесущей кремнисто-карбонатной формацией (Малый Каратау). Накапливалась углеродисто-кремнистая формация в геосинклинальных проливиобразных морских бассейнах, ограниченных подводными барьерами. Обилие органического вещества, пирита, известняков с запахом сероводорода свидетельствует о резко восстановительной среде и сероводородном заражении бассейнов, тонкозернистость и тонкослоистость осадков — о застойности и пониженной циркуляции вод.

Кремнисто-диатомитовая формация складывается белесоватыми диатомовыми алевролитами, ритмично чередующимися с туффитовыми песчаниками и туфами кислого (реже среднего) состава. Накапливалась в кайнозой в эвгеосинклинальных прогибах Курило-Камчатской системы в море на не очень больших глубинах (состав пеллециподовой фауны, листовая флора) в эпохи некоторого успокоения вулканической деятельности и тектонической активности. Образование кремнистых пород связано с обилием тонких витрокластических туфов (питательный материал для диатомей, частичное растворение пепла).

Туфодиатомитовая формация представлена тонкими пепловыми туфами с линзами диатомитов, отложившимися в пресных озерах (неоген Сахалина, Сихотэ-Алиня, Малого Кавказа).

Опоковая формация складывается опоками и трепелами, состоящими из тонкопорошкового опала с немногочисленными остатками радиолярий и реже губок и иногда переслаиваемыми с диатомитами, радиоляритами, кремнистыми глинами, алевролитами и песчаниками. Выделяется в отложениях верхнего мела, палеоцена и эоцена на Русской и Западно-Сибирской платформе. Кварцевые пески прибрежной части бассейна и дельты окаймляются зоной развития диатомитов, которые сменяются в глубь бассейна опоками, затем кремнистыми глинами и опоковидными мергелями. По латерали опоковая формация замещает (в сторону берега) меловую, накапливаясь на глубинах не более 100—150 м в условиях гумидного климата и пенепленизированного рельефа суши, способствующих выносу в бассейн больших масс растворенного кремнезема. Большинство исследователей высказываются за биогенное происхождение аморфного кремнезема опоковой формации, но некоторые (В. П. Казаринов и др. [1969 г.]) признают значительную роль хемогенного осаждения кремнезема.

Рудоносность формаций описываемой группы имеет следующие особенности. Яшмовая и кремнисто-сланцевая формации марганценосны, железоносны и фосфоритоносны. Отложения среднедевонской карамалыташской свиты, относящиеся к яшмовой формации Южного Урала, включают большую группу браунит-гаусманит-родонитовых марганцевых месторождений западного борта Магнитогорского синклинория. На севере в этой формации наблюдаются два, а на юге — три яшмовых горизонта с рудами (рис. 40): нижний — уразовский, средний — биккуловский и верхний — бугульгирский. Южнее г. Магнитогорска яшмовые горизонты замещаются пачками омарганцованных кремнистых сланцев. Месторождения образуют цепочки, протягивающиеся вдоль яшмовых горизонтов на десятки километров. На Кучаровском месторождении в парагенезе с марганцевыми встречаются кремнисто-гематитовые руды.

Натриевые базальты, ассоциирующие с яшмовой и кремнисто-сланцевой формациями Удско-Селемджинского района, вмещают пласты вулканогенно-осадочных гематитовых, гематит-магнетитовых и марганцевых (браунитовых и карбонатных) руд, а также

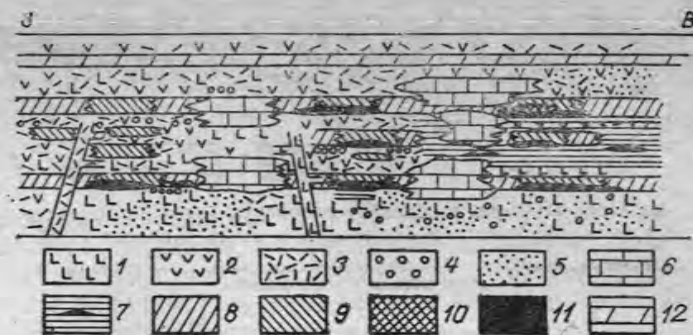


Рис. 40. Литологический профиль марганцевых месторождений Южно-Уральской группы [Генетические типы..., 1974].

Эффузивы: 1 — основные, 2 — средние, 3 — кислые; 4 — туфы; 5 — туфиты; 6 — известняки; 7 — глинистые сланцы; 8 — кремнистые сланцы; 9 — яшмы; 10 — гематитовые руды; 11 — марганцевые руды; 12 — доломиты.

значительные по масштабам скопления фосфоритов. Железные и марганцевые руды обычно ассоциируют с яшмами и вулканогенными породами. Железорудные месторождения локализируются в Улигданском прогибе. Наиболее значительные скопления марганцевых (браунит-гаусманит-родонитовых) руд установлены в верхней толще верхнего кембрия (Ир-Нимийское месторождение с шестью марганценосными горизонтами). Месторождения фосфоритов (Нельканское, Нимийское, Горелое и Лагапское) приурочены к восточной и центральной частям Селиткано-Нимийского поднятия (хр. Джагды). Фосфориты накапливались на мелководье, оконтуривавшем небольшие рифы. Первоначально формировались массивные фосфориты, но они почти сразу же размывались. Придонные морские воды были обогащены ювенильным фосфором в результате поствулканических эксгальций. Растворенный фосфор концентрировался организмами, но значительная доля его, вероятно, осаждалась хемогенным путем.

В натриевых базальтах и ассоциирующих с ними кремнисто-сланцевых толщах концентрируются серноколчеданные и медно-цинковые колчеданные стратиформные месторождения (уральского типа). Примерами их могут служить Урупская группа в Передовом хребте Кавказа, Акбастауское и Кусмурунское месторождения в Чингиз-Тарбагатайской системе, Подольское, Сибайское, Учалинское и другие месторождения на Урале. Преобладают серноколчеданные руды, подчинены медные колчеданные, цинковые колчеданные и медно-цинковые колчеданные. В кровле массивных рудных тел нередко отмечают конгломератовидные руды, — вероятно, продукт почти синхронного размыва массивных руд. Месторождения формируются в кальдерах проседания или на флангах вулканических гряд и могут рассматриваться как вулканогенно-осадочные.



Рис. 41. Профиль через нижнепротерозойскую кремнисто-железистую формацию Криворожского бассейна (по Г. И. Каляеву [1962 г.]).
1 — железистые кварциты; 2 — сланцевые горизонты; 3 — границы с подстилающими образованиями.

Формация железистых кварцитов служит основой железорудной базы СССР (КМА, Кривой Рог и др.). Наиболее характерным ее представителем является средняя свита криворожской серии нижнего протерозоя, в разрезе которой мощные железистые горизонты чередуются со сланцевыми (рис. 41).

В кремнисто-железистой формации КМА, об условиях образования которой говорилось выше, Н. А. Плаксенко [1966 г.] отмечает смену по латерали мелководных отложений более глубоководными: от малорудных и безрудных кварцитов до магнетит-гематитовых и гематитовых; промежуточными членами ряда являются силикатно-магнетитовые, магнетитовые и гематит-магнетитовые кварциты. Аналогичная смена типов кварцитов в вертикальном разрезе подчеркивает ритмичность осадконакопления.

Образование богатых железных руд криворожского типа Я. Н. Белевцев [1972 г.] связывает с метаморфизмом, приводившим к дегидратации первичных осадков, переносу подвижных компонентов метаморфическими растворами и отложению железа в складчато-трещинных структурах с образованием гипогенных магнетитовых и силикатно-магнетитовых руд.

Последующие гипергенные изменения, проникавшие на глубину от десятков метров до 2000—2400 м, приводят к преобразованию магнетитов в плотные мартитовые руды, переходящие затем в пористые мартитовые руды, или к преобразованию магнетитов в гётит-гематитовые руды. Одновременно образуются «шелестухи» — выщелоченные джеспилиты, из которых кремнезем в значительной мере вынесен, а содержание железа увеличивается до 45—52 %.

Углеродисто-кремнистая формация Средней Азии отличается повышенным содержанием ванадия и отчасти фосфора. В Среднем Тянь-Шане в нижней части разреза формации прослеживается пачка темно-серых до черных углисто-кремнистых сланцев, обогащенных ванадием, молибденом и др., с прослоями и линзами известняков.

Опоковая формация на Русской платформе включает железорудные оолитовые и марганцевые (пирролюзит-псиломелановые) месторождения. Железорудные залежи тяготеют к окраинным частям формации, отлагавшимся в прибрежном мелководье (Хо-

перское месторождение на Украине и др.). Рудные оолиты состоят в основном из хлорита и гидрогётита, встречаются прослойки массивного сидерита. Марганценосность отмечена в пределах Днепровско-Донецкой впадины.

ГРУППА КАРБОНАТНО-ТЕРРИГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ

Карбонатно-терригенная группа включает формации карбонатно-глинисто-песчаную, известняково-глинистую сероцветную, известняково-глинистую пестроцветную, известняково-песчано-алевритовую сероцветную, известняково-глинисто-песчаную пестроцветную, известняково-глинисто-песчаную сероцветную, песчано-доломитовую, карбонатно-терригенно-туффитовую пестроцветную, кремнисто-карбонатно-глинисто-песчаную, менилитовую, антракитовую, битуминозно-глинисто-карбонатной подгруппы, флишевую карбонатную, флишеидную терригенно-карбонатную. Объединенная общностью петрографического состава — преобладанием терригенных и карбонатных пород, — эта группа формаций является наиболее гетерогенной как по тектонической приуроченности, так и по фациально-палеогеографическим и палеоклиматическим условиям образования. Целесообразность ее выделения оправдывается необходимостью сравнительного рассмотрения дополнительных особенностей структуры и вещественного состава отдельных типов формаций, определяющих их рудоносность.

Сероцветные карбонатно-терригенные формации, образовавшиеся в мио-, реже эвгеосинклинальных областях (формации 1, 2, 9 в табл. 14), характеризуются большой мощностью, крупноциклическим строением; при наличии в качестве второстепенных членов углеродсодержащих тонкообломочных пород и проявлении наложенных процессов могут содержать полиметаллическое и золотое оруденение. В межгорных впадинах орогенных областей и на платформах (формации 4, 6) характеризуются меньшей мощностью, промышленных месторождений не содержат.

Пестроцветные формации (3, 5, 7, 8) приурочены главным образом к межгорным впадинам, реже встречаются на платформах, специализированы в отношении медного оруденения, при наличии туфогенного материала могут содержать фосфорит-редкоземельное оруденение.

Углеродсодержащие карбонатно-терригенные формации (9, 10, 11, 12) встречаются как в геосинклинальных, так и в орогенных и платформенных областях, характеризуются уменьшением мощностей в этой последовательности; специализированы на редкоземельное, ванадиевое, молибденовое оруденение. В ряде случаев несут горючие полезные ископаемые.

Карбонатно-глинисто-песчаная формация слагается песчаниками преимущественно полимиктовыми, иногда переходящими в гравелиты и внутриформационные конгломераты, а также темно-серыми и черными алевритовыми, алевропелитами, аргиллитами с мощными пачками пелитоморфных и органических

известняков. Развита от протерозоя до кайнозоя в миогеосинклиналях, на срединных массивах и геоантиклиналях, редко в эвгеосинклиналях.

Известняково-глинистая сероцветная формация представлена переслаивающимися между собой глинами (аргиллитами), мергелями, пелитоморфными, оолитовыми брекчиевидными и органогенными известняками, иногда с гипсами. Накапливалась в неглубоких нормальноморских бассейнах при ограниченном поступлении обломочного материала, в перикратонных зонах платформ, миогеосинклиналях и редко в эвгеосинклиналях.

Известняково-глинистая пестроцветная формация представлена ритмично переслаивающимися красно- и сероцветными песчаниками, алевролитами, мергелями и пелитоморфными и узловатыми известняками. Развита в среднем и верхнем девоне Рыбинской и Кемчугской межгорных впадин Алтае-Саянской области.

Известняково-песчано-алевролитовая сероцветная формация слагается зеленовато-, желтовато- и темно-серыми известковистыми алевролитами и песчаниками, с прослоями мергелей и известняков, часто водорослевых. Накапливалась в девоне в межгорных впадинах Саяно-Алтайской области во внутриконтинентальных солоноватоводных «морях-озерах».

Известняково-глинисто-песчаная пестроцветная формация представлена ритмично переслаивающимися красно- и сероцветными песчаниками, алевролитами, аргиллитами и разнообразными известняками и доломитами, часто органогенными; подчинены конгломераты и пестроокрашенные мергели. Накапливалась в краевых частях платформенных синеклиз и на склонах антеклиз в континентальных, лагунных и морских условиях, сменявшихся во времени и на площади (паралические толщи).

Известняково-глинисто-песчаная сероцветная формация накапливалась также на платформах в мелководноморских условиях при колебательных движениях морского дна и представлена ритмично чередующимися в разрезе серыми и желтовато-серыми песчаниками, глинами, мергелями, известняками, в том числе песчанистыми и детритовыми. Максимальные мощности приурочены к краевым частям тел, примыкающим к области наиболее интенсивного сноса обломочного материала.

Песчано-доломитовая формация слагается пестроокрашенными доломитами, в том числе строматолитовыми, онколитовыми, оолитовыми, часто песчанистыми, известняками, мергелями, ритмично чередующимися с кварцевыми песчаниками и алевролитами, иногда с глауконитом. Накапливалась на платформах в условиях аридного климата в мелководных морях и лагунах с повышенной соленостью.

Карбонатно-терригенно-туффитовая пестроцветная формация представлена красно- и сероцветными

песчаниками и алевролитами (частично туффитовыми), пепловыми туффитами и туфами; подчинены им известняки с кремнями, доломиты, туффитовые мергели, аргиллиты и грубообломочные породы. Накапливалась в начале карбона в межгорных впадинах Алтае-Саянской области и в кайнозое в Араксинской (Закавказье) межгорной впадине в солоноватоводном бассейне типа морей-озер, частично опреснявшемся и осушавшемся.

Кремнисто-карбонатно-глинисто-песчаная формация сходна с кремнисто-карбонатной, но включает также пачки сероцветных песчаников, алевролитов и аргиллитов. Накапливалась в палеозое в геосинклинальных прогибах в областях жаркого, чаще сухого климата.

Менилитовая формация слагается черными и серыми аргиллитами, обогащенными органическим веществом и пиритом, с прослоями и мощными пачками песчаников; второстепенными, но характерными членами парагенеза являются прослои кремней, полосчатых известняков, туффитов и бентонитов. Накапливалась в олигоцене в периферических прогибах Карпатской флишевой геосинклинали в относительно мелком море при теплом климате. Поступление в бассейн пеплового материала стимулировало расцвет фитопланктона, создавшего большие массы органического вещества.

Антраконитовая формация слагается темно-серыми и черными известняками, аргиллитами, алевролитами с прослоями песчаника; характерна углистость пород. На Мангышлаке накапливалась в позднем триасе на орогенном этапе развития, по-видимому, в лагунных условиях.

Отложения битуминозно-глинисто-карбонатной подгруппы формаций накапливались на платформах и отчасти в миогеосинклиналях и на срединных массивах и включают кремнисто-известняковую (доманиковую), известняково-кукерситовую, битуминозно-доломитовую и битуминозно-глинистую формации. Типичный доманик представляет собой кремнисто-известняковую толщу с прослоями кремнистых мергелей и кремнеаргиллитов, накопившуюся на глубинах около 100 м (есть лингулы, но отсутствуют водоросли). Шугуровская свита верхнего девона слагается битуминозными аргиллитами, мергелями, известняками, кремнистость ниже, появляются замковые брахиоподы. Отложения волжского яруса верхней юры восточной части Русской платформы характеризуются преобладанием глинисто-мергелистых пород, переслаивающихся с алевролитами, известняками и горючими сланцами. Эти породы накапливались на глубинах в десятки метров, о чем свидетельствует присутствие водорослей в нормальноморском бассейне. Известняково-кукерситовая формация среднего ордовика Эстонии и Ленинградской области представлена горючими сланцами, ритмично переслаивающимися с известняками и мергелями, накапливавшимися во впадинах глубокой части шельфа. Битуминозно-доломитовая формация представлена черными битуминозными известняками, серыми

известняками, доломитами, часто кремнистыми, отложившимися в условиях открытого морского бассейна и аридного климата.

Формации карбонатно-терригенной группы характеризуются следующей рудоносностью. С карбонатно-глинисто-песчаной формацией связано флюорит-свинцово-цинковое стратиформное оруденение, в частности Барвинское месторождение в верхах улунтуйской свиты верхнего протерозоя Прибайкалья. Оруденение в нем развивается в горизонтах известняков, и особенно интенсивно в темно-серых оолитовых и битуминозных их разностях. Об условиях образования этого месторождения, как и упоминавшихся ранее стратиформных свинцово-цинковых, высказываются представления о первичноосадочном происхождении с последующими диагенетическими и метаморфическими преобразованиями или о гидротермальном генезисе.

В основании сероцветных известково-песчано-алевроитовых сероцветных формаций «морей-озер», залегающих на алевроитопесчаных красноцветных формациях, устанавливаются рудопроявления медистых сланцев (аскизская свита живетского яруса в Южно-Минусинской впадине).

С известняково-глинисто-песчаной пестроцветной формацией связаны месторождения медистых песчаников каргалинского типа русловых песчаников на востоке Русской платформы и джезказганского типа в дельтовых фациях в средне-верхнекембрийских отложениях юга Сибирской платформы; с последними связаны также «медистые известняки». Медистые песчаники каргалинского типа в татарских отложениях образуют пояс, протягивающийся прерывистой полосой на 600 км при ширине более 100 км от юго-западной части Башкирии до Актюбинского Приуралья. Рудопроявления и месторождения меди многочисленны, но ввиду малого размера рудных тел и их территориальной разобщенности не промышленные. В средне-верхнекембрийской известняково-глинисто-песчаной пестроцветной формации медистые песчаники приурочены к Ленской меденосной площади. На этой площади в южной части местами развиты дельтовые отложения с медистыми песчаниками джезказганского типа, а к Ангаро-Ленскому поднятию приурочено поле медистых песчано-доломитовых мелководных отложений с водорослевыми отмелями (меденосность в доломитовых и оолитовых песчаниках). В Приенисейской площади максимальные концентрации меди сосредоточены в глинистых, алевроитопесчанистых известняках и доломитах. Выделяются до десяти меденосных горизонтов, прослеживающихся по латерали на десятки километров. Горизонты карбонатных меденосных пород на Приенисейской площади фиксируют ингрессии моря, тогда как условия засоленной полузамкнутой или замкнутой лагуны неблагоприятны для меденакопления.

В известняково-глинисто-песчаной сероцветной формации неогена Скифской плиты локализуются железорудные оолитовые месторождения Керченского бассейна, приуроченные к песчано-глинистым отложениям верхней части формации, содержащим

линзы известковистых глин и ракушняков. Месторождения приурочены к крупным мульдам и реже к компенсационным прогибам в зоне развития грязевого вулканизма.

Медистые сланцы мансфельдского типа найдены в Предуралье в базальных горизонтах морской песчано-доломитовой формации казанского яруса перми. В низах разреза формации отмечается пачка серых песчаников (мощностью до нескольких метров) с маломощным прослоем (0,1—0,3 м) известняка в кровле. Выше, или непосредственно на красноцветных отложениях уфимского яруса, залегают лингуловая пачка, представленная ритмичным переслаиванием мергелей, глин и алевролитов. Медная минерализация (халькозин, борнит, халькопирит) приурочена к базальным песчаникам, известнякам и к нижней части лингуловой пачки. Рудные зоны развиты на отдельных участках: Присалмышский в Оренбургской области, один — в Кировской области и четыре — в Башкирии.

Также с песчано-доломитовой формацией палеогена в Таджикской и Ферганской депрессиях, на южном склоне Гиссарского хребта и в Пенджикентском прогибе связаны месторождения зернистых фосфоритов (Риватское, Гуру-Фатьминское, Исфаринское).

Золоторудное месторождение Мурунтау в Средней Азии приурочено к позднепротерозойской (?) кремнисто-карбонатно-глинисто-песчаной формации, метаморфизованной в фации зеленых сланцев, которая представлена чередованием углеродистых песчано-алевроитовых, глинистых и кремнисто-карбонатных осадков. С черными углеродистыми алевролитами и песчаниками с рассеянным пиритом и арсенопиритом связана золотоносность (часть золота в кварцевых и кварц-пирит-арсенопиритовых жилах). По мнению Д. П. Сердюченко [1977 г.] и других, золотоносность осадочно-сингенетическая; по данным других исследователей [Рудные месторождения..., 1974], руды Мурунтауского месторождения являются типичным представителем золоторудной кварцевой формации.

С кремнисто-карбонатно-глинисто-песчаной формацией связано барит-свинцово-цинковое оруденение, например на месторождении Жайрем в Центральном Казахстане (рис. 42).

Менилитовые горючие сланцы Е. И. Вульчин [1973 г.] рассматривает как низкокондиционную руду на редкие элементы (они обогащены германием, кадмием, молибденом, ванадием и др.).

Молибден-ванадиевая минерализация связана с домаником северо-восточной части Русской платформы (битуминозно-глинисто-карбонатная подгруппа формаций). Породы доманика содержат иногда более 15% $C_{орг}$ и обогащены ванадием, молибденом, никелем и медью.

Известняково-кукерситовая субформация слагает важнейший в СССР Прибалтийский сланценосный бассейн в Эстонии и Ленинградской области.

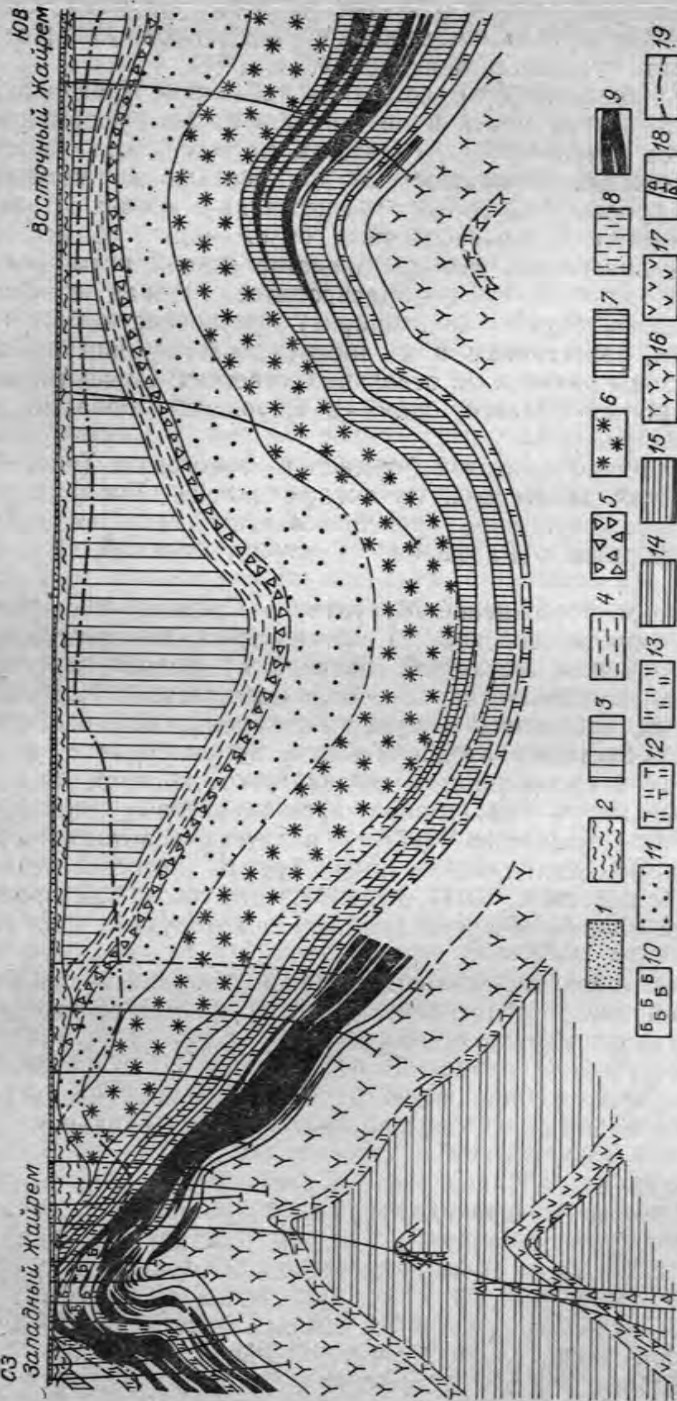


Рис. 42. Геологический разрез через месторождение Жайрем (по В. А. Лыткину).

1—2 — кайнозойские отложения; 3—5 — верхнетурнейские отложения; 6 — красноцветные и сероцветные известняки верхней пачки (D_{31m2}^3); 7 — железные руды промежуточной пачки (D_{31m2}^2); 8 — кремнистые известняки; 9 — свинцово-цинковые руды продуктивной пачки (D_{31m2}^1); 10 — глины кремнисто-баритовых и барит-полиметаллических руд; 11 — нижнетурнейские и верхнефаменские флишеидные отложения; 12 — горизонты туфогенно-осадочных пород; 13 — маркирующий кремнистый горизонт; 14 — нижнефаменские глинисто-кремнистые отложения; 15 — нижнефаменские аргиллитоподобные отложения; 16 — залежь трахитовых порфиров; 17 — порфириты, спилиты; 18 — дайки; 19 — нижняя граница древней коры выветривания.

ГРУППА ТЕРРИГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ

Терригенная группа формаций наиболее обширна и может быть подразделена на три подгруппы: конгломерато-песчаниковую, песчано-глинистую и глинистую. Первая из подгрупп наиболее характерна для заключительных — орогенных — стадий развития подвижных областей и связана в латеральном ряду по мере удаления от областей сноса с формациями песчано-глинистой подгруппы. В гумидных обстановках в зависимости от состава питающих провинций конгломерато-песчаниковая подгруппа формаций перспективна на ископаемые россыпи золота, платины, алмазов, олова и др. В палеогеновый период может включать марганцевые месторождения. В аридных обстановках иногда меденосна, но чаще безрудна. В начальных стадиях развития геосинклиналей конгломерато-песчаниковые формации связаны с краевыми частями флишевых прогибов и вулканогенных трогов, промышленных месторождений не содержат, однако относящаяся к этой подгруппе специфичная для докембрия кварцево-конгломератовая формация включает уникальные запасы золота и урана (Витватерсранд в Южной Африке).

Песчано-глинистая подгруппа пользуется максимальным распространением среди терригенных формаций. В платформенных регионах она приурочена преимущественно к трансгрессивным, регрессивным и эмерсивным стадиям формирования осадочных серий. В геосинклинальных областях к этой подгруппе формаций на начальных этапах развития относятся три формации, различающиеся главным образом составом петрофонда питающих провинций и условиями его переработки. В случае основных пород — граувакковая, кислых — полимиктовая или при развитии кор выветривания в области сноса олигомиктовая. В латеральном ряду они связаны с аспидной и флишеидной формациями.

Подгруппа глинистых формаций характерна для перикратонных впадин платформенных областей и центральных частей геосинклинальных прогибов в начальные стадии развития.

Подгруппа конгломерато-песчаниковых формаций

К конгломерато-песчаниковым формациям относятся молассовая, молассоидная, молассовидная, парамолассовая, валунно-глинистая, туфопесчано-конгломератовая, кварцево-конгломератовая.

Молассовая формация в последнее время нередко понимается излишне широко. В более строгом понимании молассы — это мощные обломочные накопления краевых прогибов. Молассовые формации слагаются серо- или красноцветными конгломератами, песчаниками, глинами, мергелями. Характерна крупная ритмичность, неправильное наслоение пород. Мощные толщи конгломератов развиты близ гористой области сноса, по мере удаления от нее конгломераты замещаются песчаниками, а затем — мергелями и глинами (с пачками песчаников и иногда конгломе-

ратов), при этом мощности резко уменьшаются. Фации континентальные, лагунные и мелководноморские, обычно чередующиеся между собой (паралитические толщи). Различаются субформации: а) паралитическая, б) континентальная красноцветная, в) морская сероцветная.

Молассовидная формация накапливалась в межгорных впадинах эпигеосинклинальных орогенных областей и во внутренних впадинах областей постконсолидационной активизации в континентальных условиях. Сложена конгломератами из обломков пород близлежащих горных областей, а также песчаниками и гравелитами. Характерны внутренние размывы, ритмичность, косая слоистость. Выделяются субформации: а) красноцветная, б) сероцветная.

Молассовидная формация накапливалась в краевых частях платформ в непосредственной близости к внеплатформенным областям горообразования, являвшимся источниками сноса обломочного материала. Как и моласса, она образует вытянутые тела, резко асимметричные в поперечном профиле. Вблизи областей сноса накапливались гравийно-галечные и песчаные отложения; по направлению к центральным частям бассейнов осадконакопления постепенно увеличивается число и мощность слоев алевролитов, аргиллитов, мергелей, доломитов. Молассовидные формации отличаются от молассовых значительно меньшими мощностями и распространением далеко в пределы платформ.

Парамолассовая формация объединяет грубообломочные толщи, образующиеся в пределах геоантиклиналей и временных геосинклинальных прогибах задолго до замыкания геосинклинальных областей.

Валунно-глинистая формация слагается неслоистыми песчано-глинистыми породами, в которых неравномерно рассеяны различные по форме и окатанности гальки, валуны и глыбы осадочных и изверженных пород. Накапливалась в позднем протерозое в миогеосинклиналях и часто замещалась по латерали флишем или флишоидами. Одни геологи объясняют образование валунно-глинистой формации подводно-оползевыми явлениями, другие считают их тиллитами, третьи — континентальными молассоидами, или «конгломератами затопления».

Туфопесчано-конгломератовая формация слагается разнообразными туфами, туффитами, граувакковыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами с мощными пачками туфоконгломератов, горизонтами лав и лавобрекчий. Накапливалась преимущественно в эвгеосинклиналях и часто парагенетически связана с геосинклинальными вулканидами.

Кварцево-конгломератовая формация слагается кварцевыми конгломератами и песчаниками, ритмично переслаиваемыми друг с другом, часто с косой слоистостью, трещинами усыхания, знаками ряби. Накапливалась в раннем — среднем протерозое в краевых частях протогеосинклиналей и в межгорных впадинах карелид в континентальных и прибрежно-морских усло-

виях в периоды жаркого и весьма влажного климата. Исключительно интенсивное выветривание материнских пород объясняют также обилием углекислоты и «кислых дымов» в атмосфере.

Рудоносность формаций конгломерато-песчаниковой подгруппы имеет следующие особенности. С молассовой сероцветной формацией связаны промысленные марганцевые (манганит-пиролюзитовые) месторождения Чиатурской группы в Грузии. Рудоносные отложения слагают нижнюю часть олигоцен-неогеновой молассы, трансгрессивно залегающей на юрских и меловых породах Грузинской глыбы. К западу от Чиатурского месторождения найдено марганцевое месторождение Квирильской депрессии, где мощность олигоценовых отложений значительно больше (до 250 м по сравнению со 100 м в Чиатуре), а продуктивный горизонт подстилается пачкой опок и опоквидных алевролитов и песчаников, перекрывается спонголитами, опоквидными песчаниками и глинами. Условия образования Чиатурского и других олигоценовых месторождений юга СССР трактуются неоднозначно. Не вызывает сомнений, что концентрации марганца первичноосадочные, образовались в мелководной части морского бассейна, захватывавшего часть Дзирульского массива, но первичным источником марганца, по мнению Д. Г. Сапожникова, является подток вод из глубин морского бассейна, по представлениям Г. С. Дзоцендзе — гидротермальные растворы, поступающие в морскую воду, и месторождения в этом случае вулканогенно-осадочные. По более старым представлениям, бытующим и ныне, вынос марганца происходил за счет размыва юрских и более молодых вулканогенных и других образований и сформировавшихся на них кор выветривания.

С верхнедевонской красноцветной молассовидной формацией, залегающей на докембрийских метаморфических образованиях, в западной части Центральноказахстанской складчатой области связаны марганцевые месторождения джездинского типа (Джезды, Промежуточное, Жаксы-Котр, Найзатас). По господствующим представлениям, месторождения джездинского типа гидротермальные и молассовидная формация в этом случае рудовмещающая, но высказываются и предположения о их вулканогенно-осадочном происхождении.

С молассовыми и с красноцветной молассовидной формациями связаны проявления типа «медистых конгломератов». Примером их может служить Печищенская группа на западе Чебаковско-Балахтинской впадины в Алтае-Саянской складчатой области. В верхнематаракской подевите района печищенских проявлений господствуют пролювиально-делювиальные образования, участвуют отложения небольших пересыхавших озер, в которых происходила садка барита и целестина. По мнению изучавших эти месторождения М. М. Ипатова и Л. А. Игнатъевой, медные минералы содержались в обломках пород, а затем в процессе диагенеза значительная часть меди была переотложена в цемент. Возможные меденосные породы в области размыва — Саралинский

и другие массивы гранитоидов Кузнецкого Алатау, а также девонские эффузивы.

С молассовыми формациями связаны золотоносные и платиноносные россыпи, с молассоидными — золотоносные и алмазонаносные, с молассовидными — оловоносные, титаноносные, монацитонаносные, алмазонаносные россыпи. Россыпи золота и платины относятся к элювиально-делювиальным, пролювиальным и аллювиальным, часто являются погребенными. Россыпи олова распространены на территории СССР достаточно широко, но вследствие незначительных масштабов или низких содержаний касситерита редко являются промышленными. Основными районами промышленных россыпных месторождений олова являются Северо-Восточная Якутия и Чукотка (россыпи элювиальные, делювиальные, аллювиальные). Аллювиальные монацитовые россыпи, по сравнению с россыпями золота, платины и касситерита, характеризуются более мелкими песками и пространственно связаны с монацитонаносными интрузиями. Титаноносные россыпи в молассовидных формациях — элювиально-делювиальные и аллювиальные, имеющие меньшее значение, чем прибрежно-морские титаноносные и циркониеносные россыпи, описанные ниже.

Формация докембрийских золотоносных конгломератов соответствует кварцево-конгломератовой формации. Уникальный представитель ее — рудный район Витватерсранда в Южной Африке.

Подгруппа песчано-глинистых формаций

Песчано-глинистые формации объединяют граувакковую, туфоглинисто-песчаную, полимиктовую глинисто-песчаную, алеврито-песчаную сероцветную, олигомиктовую, кварцево-каолинитовую, глауконитовую глинисто-песчаную, глауконитовую известняково-глинисто-песчаную, алеврито-песчаную красноцветную, глинисто-песчаную красноцветную, глинисто-песчаную сероцветную, флишевую, флишоидную.

Граувакковая формация часто рассматривалась как синоним «аспидной», но последняя отличается существенно глинистым составом. Представлена граувакковая формация мощными (до тысяч метров) толщами песчаников (в значительной мере состоящих из обломков магматических пород основного состава), алевролитов, аргиллитов, иногда грубообломочных пород, туфов, кремнистых пород. Накапливалась с протерозоя до кайнозоя преимущественно в эвгеосинклиналях.

Туфоглинисто-песчаная формация развита в нижнем триасе Тунгусской синеклизы (тутончанская и бугариктинская свиты), представлена переслаивающимися туфопесчаниками, туфоалевролитами, туфоаргиллитами и прослоями пепловых туфов и известняков. Накапливалась в озерных водоемах при смешении пеплового материала с илестым.

Полимиктовая глинисто-песчаная («черносланцевая») формация складывается преимущественно темно-

серыми и черными мелко- и среднезернистыми песчаниками, алевролитами и алевропелитами, встречаются и глинистые пачки. Накапливалась в мио- и эвгеосинклиналях, на срединных массивах и в пригеосинклинальных прогибах, объединяет разнообразный комплекс морских фаций — от шельфовых до относительно глубоководных (как и граувакковая формация).

Алеврито-песчаная сероцветная формация представлена также алевролитами (и чаще алевропелитами) и песчаниками, иногда с линзами конгломератов, накапливавшимися в морских условиях в межгорных впадинах и пригеосинклинальных прогибах на орогенном этапе развития подвижных областей.

Олигомиктовая формация объединяет преимущественно протерозойские и редко кембро-ордовикские и мезозойские чаще метаморфизованные толщи светлых кварцевых и полевошпато-кварцевых песчаников и более тонкообломочных пород, иногда с кварцевыми конгломератами, накопившиеся в мелководноморских условиях в миогеосинклиналях. Обычно приурочена к основанию трансгрессивно залегающих серий и включает продукты переотложения кор выветривания. Этим объясняется преимущественное накопление олигомиктовых формаций в позднем протерозое, когда при высокой интенсивности химического выветривания на суше даже в геосинклинали поступал (при благоприятных условиях) высокостарый обломочный материал.

Кварцево-каолинитовая формация сложена преимущественно белыми кварцевыми песками (песчаниками) с прослоями алевритов и глин (каолинитовых). Накапливалась преимущественно на платформах на озерно-аллювиальных равнинах и в прибрежных частях мелководных морей в связи с переотложением продуктов кор химического выветривания.

Глауконитовая глинисто-песчаная формация развита также на платформах и складывается сероцветными аргиллитами (нередко кремнистыми), алевролитами, кварцевыми и полевошпато-кварцевыми песчаниками с примесью глауконита, линзочками сидерита.

В сходных формациях наблюдаются прослои скрытокристаллических, изредка органогенных известняков, повышенная известковистость терригенных пород. В этом случае можно различать глауконитовую известняково-глинисто-песчаную формацию, которая накапливалась в мелкой части шельфа на склонах крупных платформенных прогибов.

Алеврито-песчаная красноцветная формация складывается коричневатокрасными и красновато-фиолетовыми мелко-среднезернистыми песчаниками и алевролитами, часто известковистыми «журавчиками»; второстепенные члены парагенеза — аргиллиты и мергели массивные, узловатые и обломочные («икряные»), иногда гравелиты и паттумы. Накапливалась на озерно-аллювиальных равнинах в межгорных впадинах орогенных областей; иногда предполагается присутствие также лагунных и дельтовых отложений.

Глинисто-песчаная красноцветная формация представлена красноцветными (прослоями зеленовато-серыми и серыми) песчаниками и аргиллитами, подчиненными им алевролитами, конгломератами, иногда мергелями, известняками и доломитами; породы местами загипсованы. Сформировалась на платформах в зонах аридного климата в аллювиально-озерных условиях (вероятно участие эоловых и лагунных фаций) за счет сноса обломочного материала с внеплатформенных горных сооружений, менее — со щитов платформ.

Глинисто-песчаная сероцветная формация распространена в мезозое и преимущественно в кайнозое на платформах и квазиплатформах. Главными членами формации являются алевролиты, мелкозернистые песчаники и алевритистые или песчанистые глины. Характерен растительный детрит, встречаются остатки пресноводной фауны. Сформировалась на аллювиальных равнинах в зонах гумидного умеренного климата.

Флишевая формация, по определению Н. Б. Вассоевича [1948], характеризуется регулярным чередованием трех, реже четырех-пяти типов пород, образующих ритмы мощностью сантиметры и дециметры, всегда содержащие хотя бы по одному представителю зернистых и незернистых пород независимо от их вещественного состава (доля зернистых пород не менее 1/30, но не более 2/3). Различаются субформации песчаного, глинистого, кремнистого флиша.

Флишоидная формация сходна с флишем, но по ряду существенных признаков к нему не относится. Для флишоидов характерно чередование неритмичных пачек (мощностью до первых сотен метров) песчаников и конгломератов (или алевролитов и аргиллитов) и пачек с четкой средней и мелкой ритмичностью; в ритмичных пачках мощные пласты массивных песчаников чередуются с мелкоритмичными сериями; мелкие ритмы (мощностью сантиметры и дециметры), в отличие от флишевых, чаще двухкомпонентные и могут вообще не содержать незернистых пород.

Флишевая и флишоидная формации накапливались чаще в миогеосинклиналях, редко в эвгеосинклиналях, обычно на позднегеосинклинальной стадии развития в узких проливиобразных морских бассейнах, часто на глубинах до 600 м или несколько больше. О причине образования флишевых ритмов единого мнения нет: одни считают, что каждый ритм отложился очень быстро из мутьевого потока, другие связывают мелкую ритмичность с колебаниями интенсивности донных течений. Более крупная ритмичность флиша и ритмичность флишоидов определяется периодичностью тектонических движений.

Рудоносность формаций песчано-глинистой подгруппы имеет следующие особенности. К олигомиктовой формации верхнего протерозоя Енисейского кряжа приурочена Ангаро-Питская группа железорудных месторождений. На крыльях Дашкинской и Удереиской мульд в нижней части разреза олигомиктовой формации (мощностью до 100—120 м) появляются гематитовые руды в па-

рагенезе с пластами гематитсодержащих песчаников, алевролитов и глинистых сланцев.

С кварцево-каолиновой формацией связаны бурожелезняковые месторождения Алапаевской группы на Урале. На закарстованных известняках карбона залегает мезозойская рудоносная толща, состоящая из неслоистых глин лежащего бока, считающихся остаточной корой выветривания известняков, рудного горизонта и аллювиально-пролювиальных отложений «беликовой» толщи.

Также к кварцево-каолиновой формации приурочены бокситовые (сублатеритные и терригенные) месторождения. Сублатеритная бокситоносная формация отличается от формации латеритных покровов широким развитием переотложенных разностей бокситов. Примером промышленного оруденения сублатеритной формации являются месторождения Среднего Тимана (Вежаю-Ворыква, Шугорское и др.), сформировавшиеся в среднем и, по-видимому, в позднем девоне на участках развития высокоглиноземистых серицитовых сланцев и глинисто-карбонатных пород быстринской свиты верхнего протерозоя.

Бокситовая терригенная формация приурочена к базальным горизонтам трансгрессивных циклов на платформах и образует протяженные маломощные тела. Примером месторождений этой формации может служить Краснооктябрьское и другие месторождения мелового возраста в Тургайской провинции. Все бокситовые залежи приурочены к эрозионно-карстовым, карстово-котловинным и карстовым впадинам.

В кварцево-каолиновой формации развиты каолиниты, керамические и огнеупорные глины, кварцевые пески и минеральные краски. В метаморфизованной среднепротерозойской формации Байкальской области встречаются стяжения диаспоровой породы (метаморфизованного боксита), линзы гематитовых руд и пропластки железистых песчаников. На Русской платформе с кварцево-каолиновой формацией связаны ордовикские ракушняковые фосфориты Прибалтийского бассейна (месторождения Кингисеппское, Маарду, Азери и др.), состоящие из фосфатных раковин и их обломков в песке или песчанике.

Глауконитовая глинисто-песчаная формация фосфорито-, железо- и марганценосна, включает титаноносные россыпи. К этой формации относятся желваковые мезозойские фосфориты Вятско-Камского бассейна на Русской платформе, которые представляют собой фосфоритовые конкреции-желваки, сгруженные в песчано-алевритовых породах, в ней встречается «фосфоритовая плита». Оолитовые гидрогетит-лептохлорит-сидеритовые железные руды образуют в данной формации пластовые тела различной мощности и протяженности. Они присутствуют в формации верхней юры — нижнего мела в бассейне р. Сосьвы (Северное Зауралье), в Туруханском районе и в Енисейско-Хатангской впадине. Наибольшего развития оруденение достигло в позднемеловой — раннепалеогеновой формации того же типа, где прослеживаются

пластовые тела, образующие Западно-Сибирский железорудный бассейн (месторождения Колпашевское, Бакчарское, Нарымское и др.). В Бакчарском месторождении рудоносные отложения имеют возраст от коньяка до турона и включают 4 продуктивных горизонта.

И фосфоритоносные, и железоносные отложения накапливались в мелководной части шельфа. При преобладании восстановительной среды формировались лептохлориты, при господстве окислительных обстановок — глауконит и фосфориты. Для осаждения глауконита и оолитовых стяжений лептохлоритов требовалась нормальная соленость вод и температура выше 15°C. Исходным материалом для образования лептохлоритов послужили главным образом траппы, подвергавшиеся выветриванию и размыву в пределах выровненной суши. Для Аятского месторождения источник металла связан скорее с корами выветривания палеозойских пород Казахстана и с размываемыми железорудными месторождениями Соколовско-Сарбайской группы.

В западной части Западно-Сибирской плиты вдоль восточного склона Северного Урала в сантон-палеоценовой глауконитовой глинисто-песчаной формации на 200 км протягивается Северо-Уральский бассейн, объединяющий 15 сравнительно мелких месторождений и ряд рудопроявлений марганца. Основной стратиграфический уровень марганценакопления приурочен к самым низам палеоцена — «полуночная пачка» (мощность до 30 м). Марганценовые отложения накапливались в мелкой части шельфа, при переходе от прибрежных зон на север и восток в более мористые части бассейна постепенно увеличивается терригенная, в основном глинистая, примесь и уменьшается количество марганца.

Южно-Украинский марганцеворудный бассейн (рис. 43) связан с глауконитовой известняково-глинисто-песчаной формацией, которая окаймляет южный склон Украинского щита и его продолжение — западный склон Азовского массива. Марганценовый горизонт мощностью до 20 м залегает на кристаллических породах докембрия и развитых на них корах выветривания. Он накапливался при медленном развитии олигоценовой трансгрессии с временными отступлениями моря и частичным перемывом рудоносных осадков с образованием рудных «катунов».

С глауконитовой глинисто-песчаной формацией на Русской платформе связаны рutil-ильменит-лейкоксеновые морские россыпи. Титаноносные россыпи Украинской провинции располагаются по северной и южной окраинам кристаллического щита и приурочены к олигоцен-раннемиоценовой формации. На северо-востоке Воронежской антеклизы титаноносные россыпи связаны с отложениями сеномана и сантона.

К красноцветным алеврито-песчаной и глинисто-песчаной формациям приурочены месторождения медистых песчаников. В глинисто-песчаной формации часто присутствуют медистые песчаники каргалинского типа. Меденосность связана с сероцветными русловыми незагипсованными отложениями, чередующимися с крас-

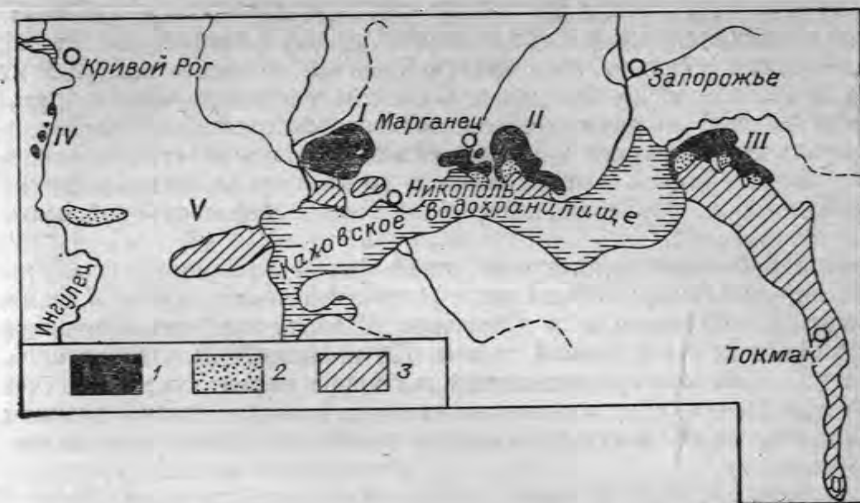


Рис. 43. Схема размещения марганцеворудных площадей в Никопольском бассейне (по В. И. Грязнову).

Марганцевые руды: 1 — окисные, 2 — смешанные, 3 — карбонатные. Рудоносные площади: I — Западно-Никопольская, II — Восточно-Никопольская, III — Большой Токмак, IV — Криворожская, V — междуречье Днепр-Ингулец.

ноцветными породами. Например, с шешминской красноцветной глинисто-песчаной формацией уфимского яруса востока Русской платформы связаны медные месторождения Северного пояса. Уфимские медистые песчаники обогащены ванадием и селеном.

В красноцветных алеврито-песчаных формациях девона Минусинских впадин меденосность также связана с озерно-аллювиальными отложениями, но с сероцветными старично-озерными фациями, подчиненными красноцветным аллювиальным. Поэтому медистые песчаники могут быть отнесены здесь к особому таштыпскому типу.

Если медистые песчаники каргалинского и таштыпского типов не образуют крупных месторождений, то с красноцветными алеврито-песчаными формациями регрессивного строения связаны медистые песчаники джезказганского типа в дельтовых фациях (Джезказганское, Удоканское и другие месторождения). Джезказганская формация среднего—верхнего карбона включает джезказганскую и вышележащую жиделисайскую свиты, сложенные в основном континентальными красноцветными терригенными отложениями, вверху с линзами гипса и каменной соли, но в нижней ее части на месторождении Джезказган широко развиты сероцветные лагунные (?) и дельтовые песчаники, с которыми связано медное и отчасти свинцово-цинковое оруденение.

По мнению В. Д. Шутова, И. П. Дружинина, Ю. В. Богданова и других, в процессе седиментации не образовывалось промышленных осадочных концентраций металлов, а накапливались

красноцветные отложения с повышенным содержанием карбонатных соединений меди, включающие прослойки водопроницаемых обломочных пород, обогащенных органическим веществом. В этих отложениях происходило интенсивное диагенетическое рудообразование за счет миграции меденосных поровых растворов из тонкообломочных в грубообломочные отложения при их гравитационном уплотнении и литификации и за счет осаждения меди на геохимических барьерах, которые имелись в более грубообломочных отложениях.

С сероцветной глинисто-песчаной формацией иногда связаны железорудные (сидерит-шамозит-гидрогётитовые) месторождения, например Лисаковское в Северном Казахстане, приуроченное к раннемиоценовой речной долине. По мнению А. Д. Петровского, оолиты и обломки оолитсодержащих пород переотложены за счет размыва более древних железных руд, которые были развиты в области сноса к северу и северо-востоку от Лисаковского месторождения.

Подгруппа глинистых формаций

Глинистые формации включают аспидную и глинистую.

Аспидная формация представлена в разной степени метаморфизованными глинистыми и алевропелитовыми толщами с тонкими невыдержанными прослоями песчаников. Породы обычно черные или темно-серые, обогащенные органическим веществом, тонкогоризонтальнослоистые и неслоистые. Формация накапливалась в многоэпизодных складках как в начальные, так и в завершающие стадии их развития, в морских бассейнах на глубинах от шельфовых до относительно глубоководных; вероятно сероводородное заражение.

Глинистая формация складывается преимущественно аргиллитами черными и темно-серыми, битуминозными, с вкрапленниками сингенетического пирита. Накапливалась на платформах во впадинах глубоких частей шельфа (глубины 100—200 м или несколько больше) в морях нормальной солености.

Основные особенности рудоносности формаций глинистой подгруппы следующие. Некоторые формации глинистой подгруппы, вероятно, нефтематеринские. В ранне-среднеюрской аспидной формации Большого Кавказа развито медно-цинковое стратиформное оруденение, которое ряд исследователей, в частности Д. Д. Мазанов [1963 г.], считают осадочно-метаморфогенным. Образование медно-пирротиновых месторождений Д. Д. Мазанов объясняет погружением медистых осадков на большие глубины, где давление достигает 3000 кгс/см² и температура 200 °С, вследствие чего рудоносные растворы отжимались в трещины, где происходило выпадение сульфидов железа, меди, свинца, цинка. Так возникал вторичный тектонический контроль оруденения, приуроченного к зонам, в которых сланцы разбиты разломами и сильнее метаморфизованы.

ГРУППА УГЛЕНОСНЫХ ФОРМАЦИЙ

В таблице группа угленосных формаций дана без подразделения, в частности потому, что типы угленосных формаций довольно многочисленны и разными авторами выделяются неоднозначно. В большинстве случаев геологи-угольщики подразделяют угленосные формации по их приуроченности к тем или иным тектоническим структурам [Иванов Г. А., 1959 г., 1967 г., Логвиненко Н. В., 1966 г., Погребнов Н. И., 1972 г., и др.].

Геосинклинальные угленосные формации песчано-глинистые и карбонатно-песчано-глинистые имеют ритмичное строение с невыдержанными по простиранию и сравнительно немногочисленными угольными пластами. В краевых частях геосинклинальных прогибов (формации уральского типа) — угли каменные (до антрацитов), на срединных массивах (формация закавказского типа) — угли каменные или бурые, пласты иногда значительной мощности.

Орогенные угленосные формации более разнообразны. В межгорных впадинах накапливались моласоидные угленосные формации и угленосные песчано-глинистые формации (минусинского типа). Моласоидная угленосная формация представлена песчано-конгломератовыми толщами крупноритмичного строения с многочисленными, но преимущественно маломощными пластами каменного угля. В формациях минусинского типа десятки угольных пластов небольшой и средней мощности (угли каменные, иногда бурые).

Молассовые угленосные формации включают невыдержанные пласты каменного или бурого угля небольшой мощности, но в краевых прогибах кроме молассовых накапливались промышленно важные угленосные формации карагиндинского типа. Последние складываются четко ритмично чередующимися песчаниками, алевролитами, аргиллитами и пластами угля. Угольные пласты обычно небольшой мощности, но выдержанные на значительных площадях, число их до 100—250. Угли каменные и антрациты.

В предгорных прогибах накапливались угленосные формации черемховского типа, слагавшиеся песчано-глинистыми толщами с подчиненными конгломератами; они включают многочисленные (до 100) пласты углей малой, средней и большой (до 40—60 м) мощности (например, в Канско-Ачинском бассейне). Угли бурые и (в приразломных участках) каменные.

К особому типу относится карбоновая угленосная формация Донецкого авлакогена, отличающаяся многокилометровой мощностью, сложенная многопорядково ритмично чередующимися песчаниками, алевролитами и аргиллитами и пластами углей и известняков. Формация включает до 250—300 пластов угля преимущественно малой мощности. Угли каменные до антрацитов.

К собственно платформенным относятся угленосные формации подмосковного типа, накапливавшиеся в синеклизах. Для них

характерно залегание в основании трансгрессивных осадочных серий, малая (десятки, реже первые сотни метров) мощность, малое количество (1—2, редко до 4—5) рабочих пластов угля низкой степени углефикации (бурых). Другой тип платформенной угленосной формации — тунгусский, к которому относится крупнейшая по площади распространения среднекаменноугольно-пермская формация Тунгусского бассейна. От предыдущего типа тунгусская формация отличается большей мощностью, значительным числом угольных пластов (до 60), регрессивным строением. Угли каменные (до антрацитов).

Особый (челябинский) тип угленосных формаций характерен для ранней (катаплатформенной) стадии формирования Западно-Сибирской и Скифско-Туранской плит (поздний триас—юра). Это песчано-глинистые с конгломератами толщи с чрезвычайно быстрой фациальной изменчивостью, пласты углей линзовидные, иногда очень большой мощности (до 150—200 м). Угли бурые.

Отмечаются и менее распространенные типы платформенных угленосных формаций: балахтинский (накапливались в наложенных мульдах складчатых областей) и новодмитровский (формации приурочены к депрессиям на сводах соляных куполов).

ГРУППА ГАЛОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ

Группа галогенных формаций включает галогенную калиеносную, галититовую, сульфатно-карбонатную, терригенно-галогенную, молассовую и молассондную галогенные. Критерием для выделения группы галогенных формаций в целом является, по Н. М. Стрехову, массовое распространение сульфатов как в разрезе (слои мощностью 1 м — десятки метров), так и на значительной площади (десятки—сотни километров), что позволяет отличать ее от других формационных зон, где галогенные породы могут присутствовать, но являются второстепенными. Формации устанавливаются по показателям максимальной достигнутой интенсивности галогенеза: наличию калийных солей, каменной соли, сульфатов и преобладающих негалогенных пород — терригенных или карбонатных.

Для всех галогенных формаций отмечается исключительная приуроченность к орогенным областям (передовым прогибам, межгорным впадинам) и депрессионным структурам платформ (авлакогенам и синеклизам). Возникновение той или иной формации и ее мощность прямо связаны с интенсивностью погружения дна бассейна. Мощность соленосных формаций составляет многие сотни метров, гипсоносных — десятки и первые сотни метров. Распределение промышленных галогенных формаций контролируется также общей глубиной погружения фундамента депрессионных структур, обычно превышающей 3 км. Металлогеническая специализация галогенных формаций помимо собственно галогенных компонентов определяется связью с ними экзогенных месторождений самородной серы, парагенезисом с медистыми

сланцами, глиноземистым сырьем, флюоритовой, целестиновой и марганцевой минерализацией.

Галогенная калиеносная формация складывается пластами и пачками (мощностью до нескольких десятков метров) каменной и калийных солей, перемежающихся с гипсами, ангидритами, известняками, доломитами, мергелями, с резко подчиненными алевролитами, аргиллитами, мелкозернистыми, обычно засоленными, песчаниками; доля солей до 60 % и более. Н. М. Стрехов различал среди калиеносных формаций сульфатные и хлоридные, а С. М. Корневский, кроме того, формации сульфатно-хлоридного типа [Критерии..., 1978]. Накапливалась в глубоких и обширных платформенных синеклизах и впадинах в условиях аридного климата, в лагунах и иногда, по мнению А. Л. Яншина, в крупных морях, аналогов которых ныне нет, сообщавшихся с океаном через ряд полуизолированных промежуточных бассейнов (например, пермские бассейны кунгура и цехштейна).

Галититовая формация представлена каменной солью, ангидритами, ангидрит-доломитами, доломитами и мергелями с прослоями красноцветных алевролитов, аргиллитов, песчаников. Соленасыщение в среднем от 30—35 до 50—55 %. Мощность пластов и пропластков каменной соли от нескольких миллиметров до десятков метров, иногда до 100 м (в уольской свите нижнего кембрия Иркутского амфитеатра). Наиболее мощные соляные пласты накапливались в интенсивно прогибавшихся участках (синеклизы, авлакогены и др.), а к периферии их выклинивались. Характерна мелководность солеродных бассейнов: биогермы археоциат, эпифитонов, онколиты и строматолиты в карбонатных породах, волноприбойные знаки т. п. Галититовая формация нижнего кембрия юга Сибирской платформы, например, накапливалась в мелководном морском бассейне, в пределах которого обособлялись лагуны и полузамкнутые бассейны, осолонявшиеся при испарении морской воды в аридном климате.

Сульфатно-карбонатная формация складывается часто и неравномерно чередующимися мергелями, доломитами, доломитистыми глинами, ангидритами и гипсами. Накапливалась в полуизолированных бассейнах, периодически сообщавшихся с открытым морем, в условиях аридного климата.

Терригенно-галогенная формация представлена сравнительно небольшими залежами каменной соли со значительной примесью обломочного материала, заключенными в красноцветных песчано-глинистых толщах. В пермской терригенно-галогенной формации Южного Казахстана кроме галита присутствуют гипс, ангидрит, глауберит, тенардит, в связи с чем некоторые исследователи приходят к выводу об озерно-континентальных условиях соленакпления.

Среди молассовых формаций встречаются молассовые галогенные. Например, в неогеновой молассовой формации Предкарпатского прогиба гипсы и каменная соль присутствуют в терригенных и глинистых породах почти по всему разрезу (до

тортона). В каменной соли содержится до 20—25 % терригенного материала. В воротыщенской серии среди соленосных и гипсоносных глин имеются линзы калийных солей мощностью до 100—150 м, иногда до 180—240 м. В кровле и подошве линз — каменная соль; нижний горизонт калийных линз — лангбейнит-каинитовая порода; выше — в разных сочетаниях сильвинит, карналлит, каинит, лангбейнит и др.

Молассоидная галогенная формация неогена отмечается в Араксинской впадине Закавказья, в межгорных впадинах Тянь-Шаня. В Араксинской впадине в пестроцветной толще находятся мощные пласты каменной соли. Для молассоидной галогенной формации Тянь-Шаня из соляных минералов характерны гипс, глауберит, галит, менее — тенардит и ангидрит.

Рудоносность формаций галогенной группы характеризуется следующими чертами. В калиеносных формациях хлоридного типа залежи калийно-магниевых солей представлены исключительно сильвинитом и карналлитовой породой. Сильвинитовые залежи сменяются вверх по разрезу карналлитовыми, а в полициклических формациях иногда наблюдается несколько циклов такого строения (Верхнекамское месторождение в кунгурской калиеносной формации).

В хлоридно-сульфатных калиеносных формациях кроме сильвинита и карналлитовой породы иногда имеют промышленное значение бишофитовая и полигалитовая породы, а также кизерит, каинит и лангбейнит. Только формации этого типа бороносны. Примерами могут служить нижнепермские калиеносные формации Прикаспийской и Днепровско-Донецкой впадин.

В сульфатных калиеносных формациях залежи калийно-магниевых солей в основном сложены каинитом и лангбейнитом, иногда здесь представлены имеющие промышленное значение залежи сильвинита, а также сравнительно бедная карналлитовая порода. Особое значение имеют месторождения сернокислых калийно-магниевых солей, идущих на производство удобрений.

С галогенными формациями, за исключением калиеносной формации сульфатного типа, связаны огромные ресурсы ангидритового (гипсового) сырья.

С галогенными формациями хлоридного и сульфатно-хлоридного типа связаны галит, гипс, иногда астраханит, с сульфатно-хлоридными формациями, кроме того, — глауберит и реже тенардит, сопутствуют им бораты, целестин, флюорит и др. Древних содо- и селитросодержащих формаций в СССР не обнаружено.

С галогенными формациями связаны месторождения самородной серы (не считая вулканогенной) (Прикарпатский и Средневожский бассейны, Гаурдакское месторождение в Средней Азии). Все крупнейшие экзогенные месторождения серы являются инфильтрационно-метасоматическими [Критерии..., 1978]. Они образуются эпигенетически за счет серы сульфата кальция (ангидрита, гипса) материнской галогенной формации в результате бактериальной сульфатредукции, последующего окисления серо-

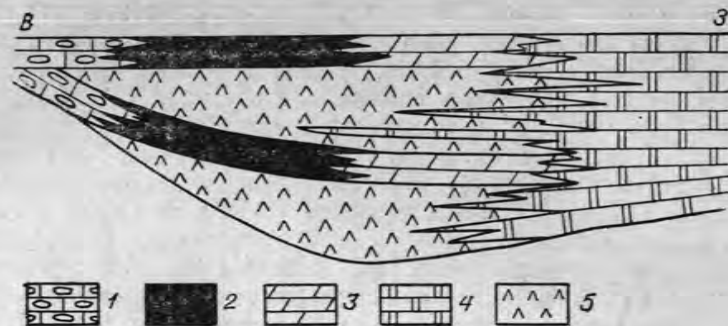


Рис. 44. Литологический профиль Улутелякского марганцевого месторождения (Западное Приуралье) [Генетические типы..., 1974].

1 — онколитовые и оолитовые известняки; 2 — марганцевые руды; 3 — марганцевистые доломитовые мергели; 4 — доломиты; 5 — ангидриты.

водорода и отложения серы вместе с вторичным кальцитом. Количество ангидрита и гипса в материнской формации определяет масштабы оруденения. Залежи образуются или непосредственно под подошвой карбонатного слоя, или же под его кровлей, они тяготеют к тектоническим нарушениям, являющимися путями продвижения растворов. В разрезах, где сульфатные слои переслаиваются с песчаниками и глинами, промышленных концентраций серы обычно не возникает. Неблагоприятным для серообразования показателем является обилие в формации красноцветных отложений (сохранение красноцветности указывает на отсутствие процессов сульфатредукции).

С галогенными формациями связаны также месторождения марганцевистых карбонатов улутелякского типа. Улутелякское месторождение приурочено к сульфатно-карбонатной формации нижней перми в юго-восточной части Бирской депрессии близ сочленения Русской платформы с Предуральским прогибом. Фация марганцевых руд приурочена к зоне латерального перехода от онколитовых и оолитовидных известняков, образовавшихся в участках максимального опреснения вод, к доломитовым мергелям и доломитам, накопившимся в застойных водах с повышенной соленостью (рис. 44). При эпигенезе карбонаты марганца замещались алабандином, в зоне выветривания марганцевые руды в 2—3 раза обогащались за счет выноса карбонатов и образования рыхлых руд, сложенных главным образом вернадитом.

К базальным горизонтам галогенной формации цехштейна Центральной Европы, залегающим на красноцветных отложениях, приурочены медистые сланцы Мансфельда. Позднепермская галогенная формация имеет здесь циклическое строение. Снизу вверх выделяются циклы Верра, Страсфурт, Лейне и Аллер, каждый из которых начинается глинисто-мергелистыми породами, сменяющимися выше известняками и доломитами; заканчиваются циклы ангидритом и каменной солью. Медистый сланец залегает в ос-

новании нижнего цикла Верра (средняя мощность цикла более 60 м) и сменяется вверх по разрезу цехштейновым известняком, ангидритом Верра, «древнейшей каменной солью» и вновь ангидритом. Горизонт медистого сланца сложен глинисто-карбонатной битуминозной породой. К этому горизонту относятся месторождения Северо-Судетской синклинали (ПНР) и Люблин-Серошовицкое (ПНР), Мансфельдское, Зангерхаузенское, Шпремберг-Вайсвассерское (ГДР), Рихельдсдорфское (ФРГ). В СССР в базальных горизонтах галогенных формаций, залегающих на красноцветных, медистые сланцы пока не найдены, но они обнаружены в Приуралье в базальном горизонте песчано-доломитовой формации того же возраста, что указывалось выше.

О причинах приуроченности медистых сланцев к базальным горизонтам морских отложений, залегающих на красноцветных, единого мнения нет. Л. М. Лурье объясняет эту связь высачиванием подземных вод красноцветных отложений на дне моря. Вероятно другое объяснение: при накоплении красноцветных отложений в области питания концентрируются продукты окисления сульфидов, а при трансгрессии моря и связанной с ней некоторой гумидизации климата происходит массовый вынос растворенных солей металлов в зону осадкообразования. Впрочем, в целом соленосные и песчано-доломитовые образования накапливались в аридных условиях.

* * *

В заключение подчеркнем некоторые общие особенности развития осадочных формаций. Эволюция осадконакопления и осадочного рудообразования в истории Земли широко известна из работ Н. М. Страхова [1960, 1962 г. и др.] и других. Распространение различных типов осадочных формаций в разновозрастных отложениях на территории СССР подчиняется определенным закономерностям. Некоторые формации (как видно, в частности, на примере карбонатных и кремнистых формаций на рис. 45) характерны для определенных возрастных интервалов: кремнисто-железистая (джеспилитовая) и валунно-глинистая — для докембрия, углеродисто-кремнистая — для кембрия и низов ордовика, меловая и опоковая — для мела (последняя встречается и в палеогене), менилитовая — для палеогена, кремнисто-диатомитовая и туфодиатомитовая — для неогена. Другие формации имеют значительный возрастной интервал распространения, но также несколько меняются во времени, например рифовая формация, для которой прослеживается смена комплексов рифостроящих организмов, изменение форм рифовых построек. При этом и формации широкого возрастного распространения имеют интервалы наибольшего развития: рифовая и известняковая — в силуре — карбоне, доломитовая — в верхнем протерозое и меньше в девоне, кремнисто-карбонатная — в кембрии и девоне — карбоне, флишевые и флишеидные — в карбоне и мелу — палеогене, граувакковая и ту-

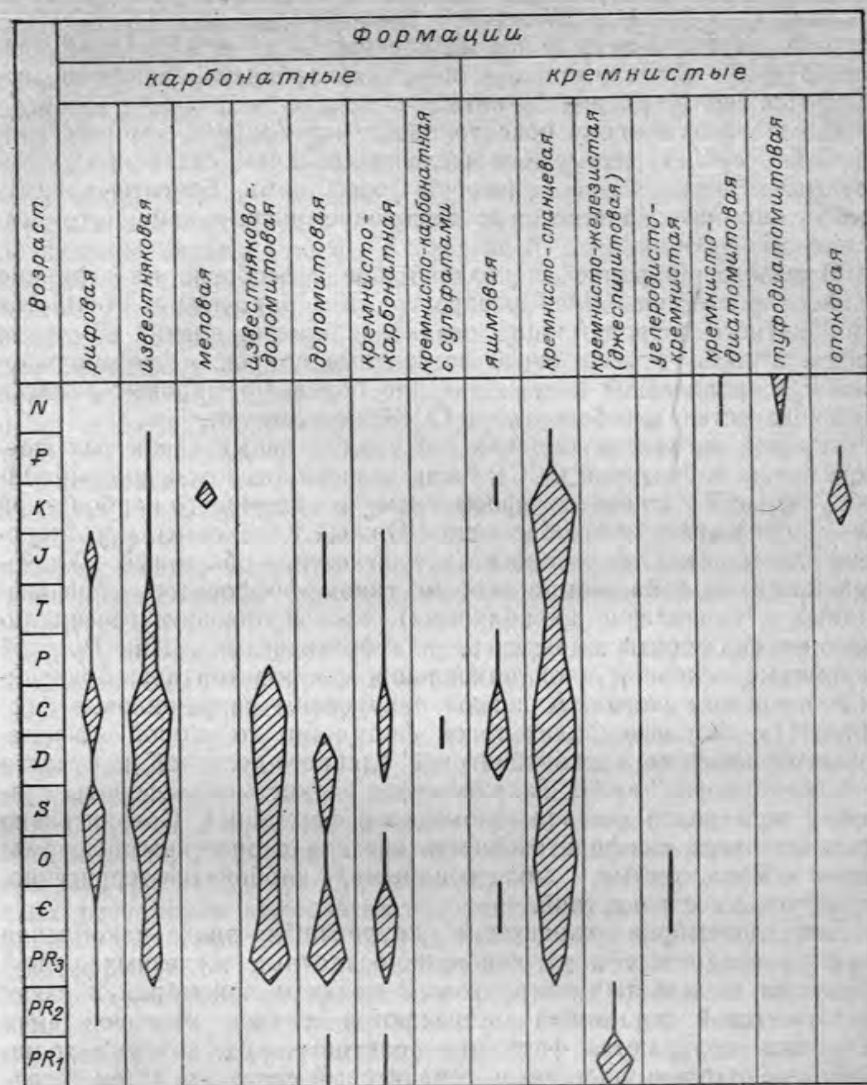


Рис. 45. Распространение разновозрастных карбонатных и кремнистых формаций на территории СССР.

фопесчано-конгломератовая — в мелу и палеогене, алеврито-песчаная красноцветная — в девоне и перми, глинисто-песчаная красноцветная — в девоне, перми — триасе, мелу и неогене и т. д. Неравномерность развития геологических формаций во времени сказывается на распространении связанных с ними рудных формаций.

Бокситовая карбонатная формация, как отмечает Б. М. Михайлов [1977 г., Критерии..., 1978], на территории СССР впервые

проявилась в позднем протерозое Восточного Саяна; в среднем — позднем девоне — первые промышленные месторождения бокситов. В конце девона, также в областях карбонатонакопления, появляются сублатеритные бокситы.

В следующую эпоху бокситонакопления (ранний карбон) преобладают сублатеритные и терригенные бокситы, связанные с угленосными и кварцево-каолининовой формациями. Бокситы преимущественно низкокачественные высококремнистые каолинит-бемитовые.

В мезозое, в ранней и поздней юре и особенно на границе раннего и позднего мела распространены бокситы в областях карбонатного и терригенного осадконакопления альпид. В то же время олигоцен-четвертичные латеритные покровы, формировавшиеся в тропической зоне и дающие более 4/5 мировых запасов высококачественных бокситов, в СССР отсутствуют.

Важной эпохой накопления геосинклинальных зернистых фосфоритов на территории СССР была позднепротерозойско-кембрийская. К ним относятся фосфориты в кремнисто-карбонатной формации Каратауского бассейна (Южный Казахстан), в вулканогенно-кремнистых формациях (в частности, обширный Удско-Селемджинский бассейн с особым типом фосфоритов — брекчиевидных и вкрапленно-прожилковых). Уже в ордовике геосинклинальные фосфориты сменились платформенными. На Русской платформе основных эпох накопления фосфоритов две: ордовикская и юрско-меловая. К первой приурочены ракушняковые фосфориты в кварцево-каолининовой формации, ко второй — желваковые фосфориты в глауконитовой глинисто-песчаной и отчасти в меловой формации. В Таджикистане зернистые фосфориты связаны с неогеновой песчано-доломитовой формацией. Сравнительно незначительная фосфоритоносность связана с орогенными формациями — молассовыми, молассоидными, карбонатно-терригенно-туффитовой пестроцветной.

Для докембрия характерна крупнейшая эпоха накопления морских осадочных и вулканогенно-осадочных железных руд — формации железистых кварцитов. В позднем докембрии в связи с доломитовой формацией встречаются также месторождения сидеритов, появляются формации оолитовых руд, которые до мезозоя имеют преимущественно гематитовый состав, а затем гётит-гидрогётитовый либо шамозитовый. В палеозое они преимущественно морские, в мезозое и особенно в кайнозое наряду с прибрежно-морскими появляются озерные и аллювиальные руды. Геосинклинальные железоносные формации наиболее характерны для докембрия — кембрия, менее для девона — карбона и верхнего мела — палеогена; орогенные распространены с карбона до мела; платформенные железоносные формации появляются в позднем протерозое и в карбоне, но наиболее типичны для мела — кайнозоя, в меньшей степени для юры (глауконитовая глинисто-песчаная, кварцево-каолининовая, глинисто-песчаная сероцветная, карбонатно-глинисто-песчаная формации).

Марганценосность наиболее характерна для геосинклинальных формаций верхнего протерозоя — кембрия и отчасти девона — карбона и платформенных формаций мела — кайнозоя. С кембрийской кремнисто-карбонатной формацией связано Усинское месторождение марганцевистых карбонатов, с вулканогенно-яшмовыми формациями — браунит-родонитовые месторождения (Удско-Селемджинская группа — кембрий, Южно-Уральская — средний девон). Они ассоциируют с гематитовыми рудами. Железо-марганцевое оруденение связано также с орогенной кремнисто-карбонатной формацией с сульфатами в Центральном Казахстане. Марганцевистые карбонаты приурочены к платформенным сульфатно-карбонатным формациям — Улутелякское месторождение (P₁). Из платформенных формаций наиболее крупное марганцевое оруденение несут олигоценовые глауконитовые (Никопольский бассейн) и отчасти одновозрастная им сероцветная моласса (Чиатура), в значительно меньшей степени опоковая формация. В олигоценовых месторождениях юга СССР наиболее четко проявляется связь оруденения с мелководноморскими фациями, руды окисно-карбонатные. Таким образом, в геологической истории прослеживается миграция марганцевого оруденения из морских эвгеосинклинальных обстановок в прибрежно-морские платформенные.

Осадочно-диагенетические месторождения меди приурочены к определенным стратиграфическим уровням: наиболее древние — в нижнем протерозое (Удокан и др.); крупные месторождения известны в верхнем протерозое (в Заире, Замбии и др.); медистые отложения известны на юге Сибирской платформы в верхнем кембрии — ордовике, в девоне Казахстана, Минусинских впадин, Подолии, в верхнем карбоне — перми Казахстана, Приуралья, Мангышлака, Донбасса и др., в триасе Мангышлака, в мелу и неогене Средней Азии. Наиболее крупные месторождения медистых песчаников джезказганского типа связаны с алеврито-песчаными красноцветными формациями регрессивного строения. Платформенные глинисто-песчаные красноцветные и известняково-глинисто-песчаные пестроцветные формации содержат многочисленные, но в настоящее время не имеющие большого промышленного значения месторождения медистых песчаников и «медистых известняков». Месторождения медистых сланцев (в Центральной Европе часто крупные) приурочены к базальным горизонтам галогенных, песчано-доломитовой, известняково-песчано-алевритовой сероцветной формаций.

Может быть отмечена также специфическая ранне-среднепротерозойская формация урано- и золотоносных конгломератов, аналогов которой в фанерозое неизвестно, и др. С карбона появляются угленосные формации.

Основной причиной эволюции осадочного рудообразования, очевидно, были изменения атмосферы, гидросферы и биосферы, климата Земли. Немаловажна была и эволюция состава пород областей размыва.

Большинство исследователей объясняет образование в раннем—среднем протерозое железистых кварцитов и урано-золотосных конгломератов обилием в атмосфере углекислого газа и практически полным отсутствием кислорода. Появлением в атмосфере свободного кислорода в результате развития биосферы объясняет М. Н. Альтгаузен возникновение в кембрии эпохи накопления фосфора и редких металлов. Развитие наземной растительности привело к накоплению с карбона угленосных формаций. С этапами орогенеза в областях аридного климата было связано накопление меденосных формаций, а с эпохами относительного тектонического покоя в гумидных и семиаридных областях— образование кор выветривания и бокситонакопление. Важнейшая эпоха формирования латеритных бокситоносных покровов началась в олигоцене. Также в олигоцене накапливались крупнейшие осадочные месторождения марганца. Причина накопления огромных масс марганца в Каспийско-Черноморском палеобассейне однозначно не установлена. Современную эпоху отличает накопление железо-марганцевых конкреций в океанах.

Глава 9

РУДОНОСНОСТЬ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

Рудоносность магматических формаций определяется сочетанием разнообразных факторов, из которых главенствующими для рудогенеза являются их состав и фациальные условия становления [Кузнецов Ю. А., 1964]. Примат вещественного подхода при выявлении рудоносности магматических образований определяется тем общеизвестным фактом, что с различными по основности—кислотности и щелочности группами магматических пород ассоциируют различные комплексы полезных ископаемых: с ультрамафическими формациями—месторождения хрома, платины, никеля; с мафическими—руды железа, титана, меди и др., с салическими—цветные и редкие металлы.

В то же время многие особенности состава и строения месторождений определяются фациальными условиями становления рудоматеринских геологических тел. Так, например, существенно различаются по масштабам и другим особенностям медно-никелевые месторождения, связанные, с одной стороны, с глубинными расслоенными интрузиями мончегорского типа и, с другой—с малыми близповерхностными телами курейского типа. То же можно сказать об «эпи-» и «гипотермальных» золоторудных или оловорудных месторождениях и т. д.

Магматические породы, с которыми ассоциируют рудные месторождения, подразделяются, как известно, на две большие группы, резко различающиеся по фациальным условиям их становления: вулканические и плутонические. Однако это подразделение достаточно отчетливо лишь для крайних членов. По существу, можно

проследить все переходы от вулканитов с приповерхностными месторождениями через вулканоплутонические к собственно глубинным плутоническим породам и сопутствующему им оруденению. Разделяя магматические формации по составу, а точнее, по степени их мафичности—саличности, следует подчеркнуть, что их рудоносность зависит от целого ряда других формационных признаков. Породы, входящие в состав тех или иных магматических формаций, образуют эволюционные ряды, которые характеризуются большим или меньшим разнообразием пород, направленностью дифференциации и ее контрастности. Так, например, направленность дифференциации в интрузиях мафического семейства в сторону возрастания к конечным членам магнезиальности или железистости определяет соответственно медно-никелевый или титаномагнетитовый профиль оруденения. Степень дифференциации вулканических формаций мафического семейства (натриевых базальтов или натриевых базальтов и липаритов, или базальт-андезит-липаритовой) определяет состав и масштабность ассоциирующего с ними колчеданного оруденения. Подобные примеры могут быть умножены.

Ниже приведем краткую характеристику рудоносности главных групп магматических формаций (табл. 15). При типизации этих формаций и их описании за основу были взяты разработки отдела петрологии ВСЕГЕИ [Магматические формации..., 1979].

ГРУППА ДУНИТ-ПЕРИДОТИТ-ПИРОКСЕНИТОВЫХ ФОРМАЦИЙ

В эту группу входят дунит-перидотитовая, пироксенит-перидотитовая и дунит-клинопироксенит-габбровая формации. Породы всех трех формаций обычно относят к интрузивным образованиям в широком смысле этого слова. Вулканы ультрамафического состава встречаются, как известно, редко и обнаруживают тесную пространственную связь с группой фойдитовых формаций [Ротман В. К., 1971 г.]. Формирование массивов всех трех вышеперечисленных формаций тесно связано с геосинклинальной стадией развития подвижных поясов. Как правило, интрузивные массивы этой группы формаций образуют более или менее выдержанные линейные зоны или «пояса», приуроченные к структурным швам—глубинным разломам различных рангов.

«Альпийотипные» дунит-перидотиты приурочены исключительно к зонам эвгеосинклинального типа, где они тесно ассоциируют в пространстве с вулканическими образованиями «спилит-диабазовой формации»—так называемая «офиолитовая ассоциация», по Г. Шейнманну [1927 г.]—и размещаются обычно в их краевых частях вдоль границ поднятий и выступов. Сходное тектоническое положение занимают массивы дунит-клинопироксен-габбровой формации, которая обычно приурочена к наиболее крупным и устойчивым структурным швам, разделяющим зоны длительного прогибания и воздымания.

РУДОНОСНОСТЬ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

(составили С. Н. Калабашкин, К. А. Марков, В. Н. Москалева, Н. В. Никитин, В. Е. Попов, Д. В. Рундквист, Ф. В. Старицын, В. А. Трофимов)

Геологические формации и их группы	Рудные формации, примеры месторождений, рудопроявлений	Примечания
<p>Группа дунит-перидотит-пироксенитовых формаций (ультрамафическое семейство)</p> <ol style="list-style-type: none"> 1. Дунит-перидотитовая 2. Дунит-клинопироксенит-габбровая 3. Пироксенит-перидотитовая 	<p>Хромитовая с платиноидами (1); Кемпирсайское (Урал) Тальковская (1), Козьмодемьяновская (Южный Урал) Хризотил-асбестовая (1), Баженовское (Средний Урал) Золоторудная листовитовая* (1), Зодское (Малый Кавказ) Ртутная метациннабарит-киноварная листовитовая* (1). Тамватнейское (Северо-Восток СССР) Вермикулит-гидрофлогопитовая** (1), Каратас (Мугуджары) Силикатно-никелевая*** (1), Халиловское (Урал) Бурожелезняковская*** (1), Елизаветинское (Урал) Хром-платиновая (2), Гора Соловьева (Средний Урал) Медно-титан-ванадиевая (2), Волковское (Средний Урал) Титанистых магнетитов (2), Качканарское (Средний Урал) Хромитовая с платиноидами**** (3), Сарановское (Урал) Сульфидная медно-никелевая (3), Аллареченское (Кольский полуостров)</p>	<p>* При наложении более позднего магматизма мафическо-салического семейства ** При наложении более позднего гранитоидного магматизма и кор выветривания *** При наложении кор выветривания **** Огнеупорное сырье</p>
<p>Группа щелочноультрамафических формаций (фондитовое семейство)</p> <ol style="list-style-type: none"> 1. Меланефелинитов, щелочных ультрамафитов, фельдшпатовидных габброидов и карбонатитов (щелочноультраосновная с карбонатитами) 2. Кимберлитовая 	<p>Флогопитовая (1), Ковдор (Кольский полуостров) Вермикулит-гидрофлогопитовая* (1), Красноярское (Северный Казахстан) Высокоглиноземистая нефелин-полевошпатовая (1), Маган (Север Сибирской платформы) Апатит-редкометалльно-железородная карбонатитовая (1), Ессейское (Север Сибирской платформы) Титан-железородная (титаномагнетитовая (1), Африканда, Ковдор (Кольский полуостров) Тантал-ниобий-редкоземельно-флюоритовая (1), Тагна (Восточный Саян)</p>	<p>* При наложении кор выветривания</p>

Геологические формации и их группы	Рудные формации, примеры месторождений, рудопроявлений	Примечания
<p>Группа базальтовых и габбровых формаций (мафическое семейство)</p> <ol style="list-style-type: none"> 1. Трахибазальтовая 2. Натриевых базальтов (спилит-диабазовая) 3. Натриевых базальтов и липаритов (кратофир-спилит-диабазовая) 4. Базальт-андезит-липаритовая 5. Базальт-трахиандезит-трахилипаритовая 6. Базальт-трахилипаритовая 7. Андезит-базальтовая (андезит-базальтовых порфиритов — трахитовых порфиритов) 8. Трахилипарит-трахибазальтовая 9. Трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовая 10. Калиевых базальтов и трахитов (базальтовых порфиритов — трахитовых порфиритов) 11. Пикрит-базальтовая 12. Базальт-долеритовая (трапповая) 13. Липарит-базальтовая 14. Габбро-диабазовая (габбро-диорит-диабазовая) 15. Сиенит-габбровая 16. Перидотит-пироксенит-норитовая 17. Габбро-верлитовая 	<p>Алмазоносная кимберлитовая (2), (Сибирская платформа) Редкоземельная кимберлитовая (2), (Сибирская платформа)</p> <p>Медно-эпидотовая (самородной меди) (11), рудопроявления Имандра-Варзугской зоны (Кольский полуостров) Серноколчеданная и медно-цинковая колчеданная (3 и 4, редко 2 и 7), Угольское (Урал) Киноварная терригенная аргиллитовая (2), месторождения Большого Кавказа Медно-молибденовая порфировая* (3, 4, 7, 9), Бошекул (Казахстан) Меднорудная ортоклазовая (10), (Восточная Камчатка) Исландского шпата и самородной меди (с эффузивной фацией) (12), месторождения Сибирской платформы Сульфидная медно-никелевая (с интрузивной фацией) (12), рудопроявления Курейского района; (14), рудопроявления Полярного Урала; (16), Мончегорское (Кольский полуостров); (17), Печенга (Кольский полуостров) Железородная магнезиоферритовая скарновая** (12), месторождения Сибирской платформы Графитовая контактовая (12), месторождения Сибирской платформы Баритовая (12), рудопроявления Сибирской платформы Полиметаллическая (12), рудопроявления Сибирской платформы Медно-пирротиновая с кобальтом (14), рудопроявления южного склона Главного хребта Большого Кавказа Титан-железородная (титаномагнетитовая) (12), Пудожгорское (Русская платформа); (14), рудопроявления Кузинского района (Урал); (16, 17), рудопроявления Карелии</p>	<p>* При совмещении с телами габбро-диорит-плагиогранитовой или тоналит-плагиогранит-гранодиоритовой формаций ** С силлами габбро-диабазовой формаций *** При условии воздействия интрузий мафическо-салического семейства</p>

Геологические формации и их группы	Рудные формации, примеры месторождений, рудопроявлений	Примечания
Группа щелочнобазальтоидных и щелочногабброидных формаций (фоидитовое семейство)	Железородная скарновая *** (5, 6), Магнитогорское (Южный Урал); (10), Высокогорское (Средний Урал) Апатит-титан-железородная (15), Ватынское (Кузнецкий Алатау)	
1. Щелочных базальтоидов, фонолитов, щелочных габброидов и нефелиновых сиенитов	Апатит-редкометалльно-железородная карбонатитовая (1), Гремяха-Вырмес (Кольский полуостров)	* В коре выветривания
2. Щелочных базальтоидов и лейцитифиров, щелочных габброидов, псевдолейцит-нефелиновых сиенитов	Высокоглиноземистая нефелин-полевошпатовая (1), Кня-Шалтырское (Кузнецкий Алатау); (2), Ишимское (Восточный Казахстан)	
Группа андезитовых и гранодиоритовых формаций (мафическо-салического семейство)	Тантал-ниобий-редкоземельно-флюоритовая (1, 2) Вермикулит-гидрофлогопитовая* (2), Инагли (Алданский район) Флогопитовая (2), Инагли (Алданский район) Железородная скарновая (2), Ирису (Северный Тянь-Шань)	
1. Базальт-андезитовая	Серноколчеданная и полиметаллическая колчеданная (1), рудопроявления Курильских островов	* В ассоциации с интрузиями мафическо-салического семейства
2. Андезитовая	Золото-серебряная (1—3), месторождения Охотско-Чукотского пояса	** В парагенезе с эффузивами салического семейства
3. Трахиандезитовая	Самородной серы (1—3), месторождения Курильских островов	*** При гидротермально-метасоматическом воздействии на тела дунит-перидотитовой формации
4. Габбро-диорит-плагиогранитовая	Алунитовая (1—3), Загликское (Малый Кавказ)	
5. Габбро-диорит-гранодиоритовая	Железородная скарновая и гидросиликатная* (1), Соколовско-Сарбайская группа (Тургай)	
6. Тоналит-плагиогранит-гранодиоритовая	Золото-серебряная оловосодержащая (2), месторождения Охотско-Чукотского пояса	
7. Диорит-гранодиоритовая	Медно-молибденовая порфирировая* (1—3, 7, 8), Коунрад (Центральный Казахстан); (4), Лекынтальбейское (Полярный Урал); (6), Бошекуль (Казахстан)	
8. Монзонит-сиенитовая	Золото-полиметаллическая (2, 7, 8), рудопроявления Карпат	
9. Диорит-гранодиорит-лейкогранитовая	Свинцово-цинковая серебросодержащая (2, 3), Амнаарандинский район (Верхоянье)	

Геологические формации и их группы	Рудные формации, примеры месторождений, рудопроявлений	Примечания
	Флюорит-полиметаллическая (2, 3), месторождения Чаткало-Куряминской зоны (Тянь-Шань) Ртутная метациннабарит-киноварная лиственитовая (2, 3), Чаган-Узунское (Горный Алтай) Ферберит-антимонитовая аргиллизитовая (2, 3), Барун-Шивенское (Восточное Забайкалье) Сурьмяная антимонитовая аргиллизитовая (2), Салокачинское (Северо-Восток СССР) Ртутная метациннабарит-киноварная карбонатная аргиллизитовая** (2, 3), Терлигханское (Тува) Золоторудная лиственитовая*** (2, 3), Зодское (Малый Кавказ) Железородная альбититовая (4), месторождения Анзасской группы (Западный Саян) Железородная скарновая (4), месторождения Полярного Урала; (6, 7), месторождения Соколовско-Сарбайской группы (Тургай) Золоторудная кварцевая (4, 6, 7) Арсенидно-кобальтовая (5), Кандидатское (Северо-Восток СССР); (7), Верхнесейчанское (Северо-Восток СССР) Золоторудная сульфидная (5—8) Золото-сурьмяная березитовая (5), месторождения Северо-Востока СССР Медно-железородная скарновая (6), рудопроявления Среднего Урала; (7), Саяк (Казахстан) Молибден-вольфрамовая скарновая с золотом (6—8), Чарух-Дайронское (Тянь-Шань) и др. Полиметаллическая скарновая (6—8), месторождения Кармазара (Тянь-Шань); (9), Дальнегорское (Приморье) Боро-железородная скарновая (6), Тельбесская группа (Кузнецкий Алатау)	

Геологические формации и их группы	Рудные формации, примеры месторождений, рудопроявлений	Примечания
	<p>Вольфрамовая скарновая (6—8), Восток-2 (Приморье)</p> <p>Золото-вольфрамовая березитовая (6, 7)</p> <p>Редкометалльно-железородная скарновая (7, 8), Туранглы (Средняя Азия)</p> <p>Серебро-подиметаллическая (7, 8)</p> <p>Боро-железородная оловосодержащая (7, 8), месторождения Тас-Таяхтахской зоны (Северо-Восток СССР)</p> <p>Касситеритовая кварцевая (9), рудопроявления хр. Полоусненского</p> <p>Касситеритовая силикатно-сульфидная (9), Депутатское (Якутия)</p> <p>Касситеритовая сульфидная (7), рудопроявления Охотско-Чукотского пояса</p> <p>Оловородная скарновая (7), месторождения Арманского района (Охотско-Чукотский пояс); (9), Большой Каньон (Якутия)</p> <p>Оловородная сульфосольная (9), Хетинское (Магаданская область)</p> <p>Свинцово-цинковая березитовая (7, 9)</p> <p>Серебро-сульфосольная (9), Безымянное (Якутия)</p>	
<p>Группа липаритовых и гранитовых формаций (салическое семейство)</p> <p>1. Натриевых липаритов (кварцевых кератофилов)</p> <p>2. Дацит-липаритовая</p> <p>3. Липаритовая</p> <p>4. Трахилипаритовая</p> <p>5. Гранит-гранодиоритовая</p> <p>6. Лейкогранитовая</p> <p>7. Аляскитовая</p> <p>8. Гранит-граносиенитовая</p> <p>9. Щелочногранитовая</p>	<p>Золото-баритовая (1), месторождения Рудного Алтая</p> <p>Медно-свинцово-цинковая колчеданная (1)</p> <p>Сурьмяная антимонитовая аргиллизитовая (2—4), Сопка Рудная (Чукотка)</p> <p>Редкометалльная аргиллизитовая (2—4)</p> <p>Цезиеносных вулканических стекол (2, 3)</p> <p>Оловородная сульфосольная (2, 3), Хетинское (Магаданская область); (2—4), месторождения Сихотэ-Алиня</p> <p>Оловородная риолитовая (2—4), Джалиндинское (Малый Хинган)</p>	

Геологические формации и их группы	Рудные формации, примеры месторождений, рудопроявлений	Примечания
	<p>Флюоритовая* (2—4), Усуглинское и др. (Восточное Забайкалье), Таскайнар (Средняя Азия)</p> <p>Флюорит-полиметаллическая** (2—4), Наугарзан (Средняя Азия)</p> <p>Флюорит-редкометалльная (2—4, 8, 9)</p> <p>Алунитовая (2), рудопроявления Охотско-Чукотского пояса</p> <p>Железородная кремнисто-гематитовая (1—4), Холзунское (Горный Алтай)</p> <p>Апатит-магнетитовая*** (1—4), Холзунское (Горный Алтай)</p> <p>Золото-серебряная (2—4)</p> <p>Ферберит-антимонитовая аргиллизитовая*** (2—4), Барун-Шивенское (Восточное Забайкалье)</p> <p>Свинцово-цинковая серебросодержащая (2), месторождения Якутии</p> <p>Ртутная метациннабарит-киноварная карбонатная аргиллизитовая**** (2—4), Западно-Паянское (Чукотка)</p> <p>Ртутная метациннабарит-киноварная листовитовая***** (2—4), Тамватнейское (Корякия)</p> <p>Самородной серы (2), рудопроявления Охотско-Чукотского пояса</p> <p>Редкометалльная пегматитовая (5, 6, 8), Мензинская группа (Забайкалье)</p> <p>Редкометалльно-флюоритовая апогранитовая и грейзенная (5—7), Вознесенское (Приморье)</p> <p>Редкометалльно-железородная скарновая (5)</p> <p>Сульфоарсенидно-кобальтовая (5), Кандидатское (Якутия)</p> <p>Вольфрам-молибденовая грейзенная (5—7), Акчатау (Центральный Казахстан)</p> <p>Молибденовая кварц-березитовая (5—9), месторождения Забайкалья</p> <p>Редкометалльно-редкоземельная апогранитовая (6—9)</p> <p>Редкометалльно-редкоземельная пегматитовая (8, 9)</p>	<p>* Преимущественно в фундаменте вулканических поясов</p> <p>** При наличии карбонатных формаций в складчатом основании</p> <p>*** В сочетании с гранитоидными интрузиями</p> <p>**** В фундаменте вулканогенных поясов</p> <p>***** Локализуется в основании вулканогенных впадин в телах ультрамафитов</p> <p>***** Условно, на современном эрозионном срезе гранитоиды не характерны</p>

Геологические формации и их группы	Рудные формации, примеры месторождений, рудопроявлений	Примечания
<p>Группа фанолитовых и нефелинсиенитовых формаций (фоидитовое семейство)</p> <ol style="list-style-type: none"> 1. Фанолитов, щелочных трахитов, нефелиновых (агпайто-вых) сиенитов 2. Нефелиновых (миаскитовых) и щелочных сиенитов 3. Лейцитифиров, нефелиновых, псевдолейцитовых и щелочных сиенитов 	<p>Касситеритовая пегматитовая (6), рудопроявления Мензинской зоны (Забайкалье) Касситеритовая кварцевая (6, 7) Олово-вольфрамовая кварцево-грейзеновая (5—7), Иультин (Чукотка) Молибденовая апогранитовая (5—7), палеозойские месторождения Западного Забайкалья Вольфрамовая кварц-полевошпатовая гумбейтовская ***** (5—7), Урзарсайское (Горный Алтай) Вольфрамовая гюбнерит-сульфидная березитовая (6, 7), Джидинское (Забайкалье) Оловорудная скарновая (6), месторождения Памира Хрусталоносная пегматитовая (6), месторождения Тянь-Шаня Железородная скарновая (8), Ирбинское (Восточный Саян)</p> <p>Высокоглиноземистая нефелин-полевошпатовая (1), Хибинны (Кольский полуостров) Нефелин-апатитовая (1), Хибинны (Кольский полуостров) Нефелин-тантал-ниобиевая (1, 2), месторождения Урала Полевошпат-нефелин-кальситовая (3), Сынырское (Северное Прибайкалье)</p>	

Приуроченность массивов дунит-перидотитовой и дунит-клинопироксенит-габбровой формаций к разрывам, многократно подновлявшимся от начальных стадий геосинклинального развития вплоть до появления надвиговых структур в позднегеосинклинальную и орогенные стадии, приводит к специфической позиции их в зонах развития меланжа. Залегание тел «офиолитов» в виде чешуй с сорванными контактами обуславливает конвергентность настоящих интрузивных тел и протрузий, внедряющихся в виде твердых масс [Москалева С. В., 1974; Колмак Л. М., 1979 г.]. Примерами развития офиолитовых тел в зонах меланжа могут служить зоны

на западе Корякского нагорья, в Закавказье (например, Севано-Акеринская зона) и др.

В отличие от двух предыдущих формаций пироксенит-перидотитовая менее характерна для зон эвгеосинклинального типа и преимущественно проявляется в краевых частях жестких массивов или во внешних многоэпизодных зонах складчатых систем.

Для ультрамафитов дунит-перидотитовой формации характерна относительная простота петрографического состава пород. Это главным образом гарцбургиты, дуниты и лерцолиты, менее распространены верлиты и пироксениты. С ультрамафитами обычно пространственно ассоциируют резко подчиненные оливиновые и диаллаговые габброиды. Большинство интрузивных массивов сложено интенсивно измененными ультрамафитами с образованием серпентинитов, тальк-карбонатных, тальк-серпентиновых и кварц-карбонатных пород.

Массивы пироксенит-перидотитовой формации слагаются преимущественно интенсивно серпентинизированными и оталькованными пироксенитами и гарцбургитами при резко подчиненном развитии габброидов. Породы этой формации отличаются от альпийских ультрамафитов повышенной железистостью, кальциевостью и глиноземистостью.

Наиболее характерной особенностью массивов дунит-клинопироксенит-габбровой формации является их отчетливо выраженное зональное строение. Центральная часть их обычно сложена дунитами и верлитами, которые к периферии сменяются оливиновыми и амфиболовыми магнетитсодержащими пироксенитами. Как правило, с ультрамафитами ассоциируют крупные поля развития оливиновых роговообманковых габбро и менее распространенных габбро-норитов, диоритов и сиенит-диоритов. Ультрамафиты рассматриваемой формации отличаются широким диапазоном железистости и повышенной титаноносностью и глиноземистостью.

По мере перехода от альпийского комплекса через пироксенит-перидотитовую к дунит-пироксенит-габбровой формации намечается общая тенденция к некоторому раскислению пород, т. е. происходит постепенное их обогащение кремнеземом, кальцием, алюминием и обеднение магнием при широком диапазоне колебаний содержания железа и титана в этом ряду. Природа этих последовательных изменений может рассматриваться с различных позиций: как с точки зрения первичной магматической дифференциации, так и в аспекте проявления более поздних наложенных метасоматических преобразований.

Образование богатых хромитовых руд связывается с процессами вторичной оливинизации, сопровождающейся выносом и перетолжением аксессуарных хромшпинелидов [Москалева С. В., 1974].

Отмеченная выше общая эволюционная направленность состава ультрамафитов в основных чертах определяет рудоносность рассматриваемых формаций (см. табл. 15). Так, возникновение крупных концентраций титаномагнетитовых и медно-титан-ванадиевых

руд в крайних членах этого ряда может рассматриваться в связи с фиксацией железа и титана, освободившихся за счет преобразования первичного расплава в процессе эволюции.

С различными стадиями метаморфических процессов в зонах развития ультрамафитов связано возникновение месторождений талька, асбеста, изумрудов, жадеита, арсенидов и сульфидов никеля и др. В экзогенных условиях в связи с развитием кор выветривания на ультрамафитах происходит образование силикатно-никелевых, бурожелезняковых и асболоновых кобальтсодержащих руд.

Особую группу образуют месторождения сложного генезиса, для которых гипербазиты являются благоприятной средой рудоотложения. Сюда относятся главным образом золото-теллуридные и ртутные месторождения листовитового типа. Их формирование связано с наложением на ультрамафиты значительно более поздних гидротермально-метасоматических процессов, связанных с вулканоплутонической деятельностью орогенного этапа.

ГРУППА БАЗАЛЬТОВЫХ И ГАББРОВЫХ ФОРМАЦИЙ

Она объединяет наибольшее количество формаций. Типоморфными для них являются породы основного состава: габбро для плутонических и базальты для вулканических. Вариации состава отдельных формационных видов, как правило, незначительны: от пород ультрамафических до мафическо-салических, реже салических. Образование магматических тел рассматриваемого семейства связано с различными режимами развития земной коры, но ведущую роль эти формации играют в геосинклинальных, в первую очередь эвгеосинклинальных, в рифтогенных и платформенных структурах.

К плутоническим мафическим формациям принадлежат перидотит-пироксенит-норитовая, габбро-верлитовая, габбро-диабазовая, сиенит-габбровая. К этому же семейству по составу относятся анортозитовая и габбро-анортозитовая формации, которые рассматриваются в главе «Рудоносность метаморфических образований» как специфические для раннего докембрия.

Вулканические формации данного семейства представлены трахибазальтовой, натриевых базальтов, натриевых базальтов и липаритов, базальт-андезит-липаритовой, базальт-трахиандезит-трахилипаритовой, базальт-трахилипаритовой, андезит-базальтовой, калиевых базальтов и трахитов, пикрит-базальтовой, липарит-базальтовой, трахилипарит-трахибазальтовой, трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовой и базальт-долеритовой (трапповой).

Гипабиссальные плутонические формации (габбро-диабазовая и габбро-верлитовая) пространственно и, вероятно, генетически связаны со сходными по составу вулканическими (пикрит-базальтовая и др.), хотя могут проявляться и самостоятельно. Плутонические (перидотит-пироксенит-норитовая и сиенит-габбровая) формации не обнаруживают прямой связи с вулканическими, хотя во

многих случаях образуют с ними устойчивые пространственные парагенезисы.

Металлогенетический профиль рассматриваемого семейства — халькофильные и сидерофильные металлы: медь, никель, железо, титан, цинк, возможно, марганец, а также некоторые неметаллические полезные ископаемые.

Плутонические формации

Габбро-верлитовая и перидотит-пироксенит-норитовая формации отличаются в целом наиболее основным составом, занимая как бы промежуточное положение между семействами мафических и ультрамафических формаций. Интрузии габбро-верлитовой формации образуют недифференцированные и дифференцированные тела, сложенные преимущественно верлитами (более половины объема) и габброидами со слабо развитыми оливинитами, пироксенитами, диоритами. Массивы перидотит-пироксенит-норитовой формации, как правило, хорошо дифференцированы и образуют стратифицированные плутоны, состоящие из дунитов, гарцбургитов, ортопироксенитов, норитов, габбро-норитов; менее развиты верлиты, троктолиты, анортозиты, габбро-диориты, диориты; ведущими являются нориты и габбро-нориты. Таким образом, перидотит-пироксенит-норитовая формация отличается большей степенью и шириной дифференциации и в целом более кислым составом.

Габбро-верлитовая формация связана с рифтовыми зонами, перидотит-пироксенит-норитовая — с рифтовыми и с эвгеосинклинальными зонами мафического слабо дифференцированного типа, которые по структурно-вещественному составу в некотором роде сходны с рифтогенными образованиями. Первая из них обычно размещается в пределах прогибов, где небольшие субинтрузивные тела верлитов тесно ассоциируют с эффузивами пикрит-базальтовой формации. Крупные массивы перидотит-пироксенит-норитовой формации приурочены к краевым зонам (раме) рифтовых прогибов и располагаются обычно среди древних метаморфических формаций более кислого состава.

С рассматриваемыми формациями связаны промышленные концентрации никеля и меди с примесью в рудах платины и золота, а также рудопроявления титана и хрома. В массивах габбро-верлитовой формации медно-никелевые руды концентрируются в породах ультраосновного состава (Печенга). Первичные вкрапленные руды, как правило, бедные. Богатое оруденение связано с процессом метаморфической переконцентрации первичных руд и образует пластовые залежи значительной протяженности при сильно варьирующей мощности.

В массивах перидотит-пироксенит-норитовой формации богатое медно-никелевое оруденение принадлежит к сингенетическому и эпигенетическому типам. Первые сосредоточены в придонных частях массивов, вторые в виде жил и залежей размещаются вдоль

вертикальных трещин и тектонических нарушений (Мончегорск на Кольском полуострове и др.).

Концентрация медно-никелевых руд в массивах этих формаций связана с боуэновским типом дифференциации. При смене боуэновского типа на феннеровский с поздними дифференциатами интрузий перидотит-пироксенит-норитовой формации ассоциируют титаномagnetитовое оруденение (интрузия Скаергард в Гренландии, месторождения Бушвелдского района в Южной Африке и др.).

Во всех случаях крупные промышленные концентрации рудных компонентов характерны для крупных и хорошо дифференцированных плутонов. Протяженность рудных тел достигает нескольких километров при мощности от первых единиц до нескольких десятков метров.

Сиенит-габбровая формация по сравнению с вышерассмотренными в целом является более кислой по составу. Принадлежащие к ней интрузии образуют дифференцированные, часто ритмично расслоенные тела, сложенные авгитовыми и оливковыми габбро, габбро-анортозитами, троктолитами, менее развитыми пироксенитами, перидотитами, анортозитами, диоритами. Сиениты по отношению к габброидам занимают секущее положение, доля их в строении массивов различна, иногда сиениты совсем отсутствуют.

Интрузии сиенит-габбровой формации приурочены к позднегеосинклинальной стадии. Они размещаются среди стратифицированных эвгеосинклинальных комплексов мафического, щелочномафического типа, где тяготеют к геоантиклинальным поднятиям и срединным массивам. В пределах геосинклинальных зон размеры массивов невелики. Максимальных размеров они достигают в пределах срединных массивов, где и являются по-настоящему рудоносными. Металлогенический профиль: титан, железо, апатит. Концентрация рудных компонентов связана с феннеровским типом дифференциации в остаточных расплавах, которые аккумуляровались в центральных пониженных частях магматических камер. Рудные минералы: ильменит, титаномagnetит, апатит. Помимо того, «слои» анортозитов могут служить сырьем на глинозем.

Габбро-диабазовая формация, представленная сравнительно небольшими телами, образующими протяженные пояса, широко развита в эв-, мио- и миктогеосинклинальных зонах и срединных массивах. Главными породами, слагающими эти тела, являются габбро-диабазы и диабазы. В наиболее дифференцированных телах появляются габбро, габбро-диориты, диориты, плагиограниты, гранофиры, а также пироксениты и перидотиты.

В пределах эвгеосинклинальных зон дайки и силлы габбро-диабазовой формации обладают небольшими размерами и слабой степенью дифференциации. Они тесно связаны с натриевыми базальтоидами и обычно рассматриваются в составе этих формаций. С ними иногда ассоциируют мелкие рудопроявления железных руд.

С субвулканическими и гипабиссальными интрузиями габбро-диабазов, приуроченными к зонам, развивающимся сопряженно

с эвгеосинклиналями, а также с интрузиями в «раме» рифтогенных прогибов, выполненных вулканическими формациями, обычно ассоциирует титаномagnetитовое оруденение (Башкирская зона западного склона Урала, обрамление Онежского прогиба в Карелии). В пределах миктогеосинклиналей сланцевого типа с рассматриваемыми интрузиями парагенетически связано медно-пирротинное оруденение, часто с примесью кобальта (южный склон Главного хребта Большого Кавказа). В раннегеосинклинальных прогибах миктогеосинклиналей терригенного типа с дайками габбро-диабазов пространственно ассоциирует убогая медно-свинцово-цинковая минерализация (Орулганская зона в Якутии и др.). В пределах авлакогенных и перикратонных прогибов с небольшими по размерам дифференцированными телами габбро-диабазов связано убогое сульфидное медно-никелевое оруденение.

В целом небольшие масштабы магматических тел габбро-диабазовой формации и слабая их дифференциация не позволяют надеяться на связь с ними крупных месторождений.

Вулканические формации

Эффузивные формации мафического семейства приурочены к различным режимам развития земной коры. Формации трахибазальтовая, натриевых базальтов и липаритов, базальт-андезит-липаритовая, базальт-трахиандезит-трахилипаритовая, базальт-трахилипаритовая, андезит-базальтовая и калиевых базальтов и трахитов связаны с развитием раннегеосинклинальных комплексов. Базальт-долеритовая формация— типичный представитель платформ. Трахилипарит-трахибазальтовая и трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовая формации образуются в зонах активизации и рифтогенеза. Липарит-базальтовая и пикрит-базальтовая формации характерны для рифтогенов.

Натриевые базальтоиды эвгеосинклиналей включают формации, отличающиеся по степени и характеру дифференциации: слабо дифференцированные, контрастно дифференцированные и полностью дифференцированные.

К слабо дифференцированным относятся трахибазальтовая и формация натриевых базальтов. Первая слагается трахибазальтами, базанитами, тефритами, преобладающими породами второй являются базальты (спилиты) и резко подчиненные исландиты, пикриты, андезит-базальты. К этим же формациям близко по структуре примыкает андезит-базальтовая формация, в составе которой преимущественное развитие имеют базальты и андезит-базальты. Все эти формации, как правило, постоянно присутствуют в составе раннегеосинклинальных комплексов всех типов эв- и миктогеосинклиналей и срединных массивов. Непосредственно в породах этих формаций развита непромышленная медно-цинковая минерализация и столь же убогая самородная медь. В то же время в осадочных образованиях, развивающихся близко синхронно с ними, известны крупные стратиформные

месторождения меди, свинца, цинка, железа, марганца и фосфоритов, возможно, сурьмы и ртути, для которых предполагается наличие отдаленных генетических связей с глубинными источниками базальтоидного вулканизма (так называемые отдаленно-вулкано-генно-осадочные месторождения). Состав этого оруденения в значительной степени коррелируется с составом осадочных толщ.

В миктогеосинклиналиях кремнисто-сланцевого типа ведущими являются месторождения железа, марганца, фосфоритов. В миктогеосинклиналиях кремнисто-сланцево-карбонатного типа к названным месторождениям присоединяются свинцово-цинковые. Наконец, в миктогеосинклинальных зонах сланцевого типа наиболее характерны медно-пирротиновые и медно-цинковые.

Формации натриевых базальтов и липаритов и базальт-андезит-липаритовая отличаются характером эволюционной дифференциации. В первой из них типоморфными являются базальты и липариты, доля пород среднего состава невелика. Вторая сложена непрерывным рядом пород от базальтов до липаритов с приблизительно равным соотношением всех пород или с некоторым преобладанием базальтов. В целом все породы характеризуются натриевым типом щелочности. Распределение по содержанию кремнезема равномерное в интервале 44—80 % для формации базальт-андезит-липаритовой; в формации натриевых базальтов и липаритов максимумы содержания кремнезема приходятся на 44—54 % и 65—77 %. Для обеих формаций характерен гомодромный тип развития с общим увеличением доли кислых пород вверх по разрезу. Формация натриевых базальтов и липаритов по сравнению с базальт-андезит-липаритовой отличается меньшей степенью эксплозивности. В последней соотношение лав и пирокластиков варьирует от 1:1 до 1:5, но и в той и другой доля пирокластиков возрастает в верхних частях разрезов, причем одновременно увеличивается и роль субвулканических образований. На ранних стадиях развития формаций преобладает трещинный, а на поздней — центральный тип извержений. Базальт-андезит-липаритовая формация характерна для раннегеосинклинальных зон мафического дифференцированного типа, а формация натриевых базальтов и липаритов — для всех типов эвгеосинклинальных зон.

С рассматриваемыми формациями связаны месторождения серноколчеданной и медно-цинковой колчеданной формаций, которые для них являются профилирующими. Крупные промышленные концентрации руд характерны для зон (ярусов) уральского типа (мафический дифференцированный): Тагило-Магнитогорская зона Урала, зона Передового хребта Большого Кавказа и др.

В раннегеосинклинальных зонах эвгеосинклиналей других типов эти месторождения, как правило, небольших размеров и развиты ограниченно. Образование колчеданных руд по времени близко синхронно с формированием поздних кислых составляющих этой группы формаций. Так, максимумы рудообразования на Среднем и Южном Урале приходятся соответственно на поздний ордовик —

ранний силур и эйфель — живет. Колчеданные месторождения имеют гидротермально-осадочный и гидротермально-метасоматический генезис [Критерии..., 1978, Попов В. Е., 1979 г.]. Первые гидротермально-осадочные месторождения формируются синхронно с накоплением осадочно-пирокластических толщ вблизи вулканических центров (месторождения Юбилейное, Сибай на Южном Урале), для них характерна преимущественно пластовая форма тел и локализация в осадочных и пирокластических породах. Гидротермально-метасоматические руды связаны с вулканическими постройками и субвулканическими телами, вблизи которых наиболее интенсивно проявилась гидротермальная деятельность. Руды локализуются в магматических и пирокластических породах, рудные тела секущие и пластово-секущие.

В рудах колчеданных месторождений постоянно присутствуют золото, кобальт, молибден, иногда олово. Золото отмечается во всех колчеданных месторождениях любого состава с постоянным фоновым содержанием, что, по-видимому, свидетельствует о едином происхождении этого металла и главных компонентов колчеданных руд (Cu, Zn, Pb, Fe, S). В колчеданных рудах присутствует примесь кобальта, однако значительные его концентрации известны в пределах тех рудных полей, где развиты массивы ультрамафитов (Пышминско-Ключевское, Ивановское, Дергамышское месторождения Урала и др.). Можно полагать, что кобальт в данном случае был экстрагирован из этих ультрамафитов в процессе гидротермально-метасоматической деятельности. Примеси олова и молибдена, достигающие промышленных концентраций, известны лишь в интенсивно метаморфизованных месторождениях в районах развития гранитоидных интрузий, что наиболее наглядно видно на зарубежных примерах [Барсуков В. Л., 1973 г.].

Меньшую практическую ценность в настоящее время представляют месторождения медно-молибденовой порфировой формации бошекульского типа, ассоциирующие с рассматриваемыми формациями. Как отмечает И. Г. Павлова [1978], руды этого типа возникают при интрузии гранитоидов габбро-диорит-плагиогранитовой или тоналит-плагиогранит-гранодиоритовой формации в натриевые базальтоиды. По составу они приближаются к типичным медным колчеданным с той разницей, что в них существенную роль играет молибденит, образующий промышленные концентрации. Учитывая наличие переходных типов месторождений от существенно медных колчеданных через те из них, где молибден является примесью, к комплексным молибден-медным, можно предполагать, что последние являются полигенными и полиформационными, как это, например, устанавливается для Ялонварского месторождения в Карелии [Попов В. Е., 1973 г.]. Месторождения эти характерны для краевых частей эвгеосинклиналей уральского типа (мафического полно дифференцированного), где широкое развитие получают наряду с вулканиками более поздние гранитоиды.

Среди полно и контрастно дифференцированных базальтоидных формаций в известной мере условно выделены б а з а л ь т - т р а х и -

андезит-трахилипаритовая и базальт-трахилипаритовая формации, которые известны во вторичных эвгеосинклинальных зонах (Магнитогорский прогиб). С ними при сочетании с интрузиями габбро-гранодиорит-граносиенитового состава ассоциируют железорудные скарновые месторождения при практически полном отсутствии очень характерного для эвгеосинклинальных базальтоидов колчеданного оруденения.

Формация калиевых базальтов и трахитов представлена широким спектром пород: калиевых базальтов, трахиандезит-базальтов, а также эсекситов, банатитов, лейцитифиров, тефритов, базанитов, трахиандезитов, трахитов, трахидолеритов. Преобладают основные разности пород. Степень дифференциации достаточно высока, о чем свидетельствуют вариации в содержании кремнекислоты от 48 до 60%. По типу щелочности пород принадлежат к существенно калиевым.

Преимущественная форма извержения — подводные изменения центрального типа. В целом пирокластические фации преобладают над лавовыми. Характерно присутствие молодых субвулканических тел, по составу отвечающих породам вулканических фаций.

Вулканы формации калиевых базальтов и трахитов по своему тектоническому положению могут быть отнесены к эвгеосинклинальным зонам (Олютерская зона Восточной Камчатки, вероятно, Туринская зона Среднего Урала). На Восточной Камчатке с вулканическими образованиями этой формации связано медное оруденение в зонах метасоматитов ортоклазового типа. [Власов Г. М., Василевский М. М., 1973 г.]. На Среднем Урале намечается связь с формацией отдаленно-вулканогенно-осадочных рудопроявлений железа и марганца. В некоторых случаях при воздействии интрузий вулканогенно-осадочные руды преобразовываются в скарновые залежи. В Аджаро-Триалетской зоне (Кавказ) с вулканическими телами этой формации известны проявления апатит-титаномагнетитового, скарнового железорудного, медного порфирирового и медно-свинцово-цинкового оруденения. Достаточно широкий спектр оруденения в этой зоне, возможно, связан с пространственным совмещением в ее пределах формаций калиевых базальтов и трахитов, трахилипарит-трахибазальтовой и трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовой. Последняя отличается более высокой степенью дифференциации и калиево-натриевым характером щелочности (вариации содержания кремнезема от 40 до 80%). Тектоническое положение ее многозначно. Она установлена в рифтогенах и авлакогенах (Днепровско-Донецкий и Таймырский авлакогены), а также в областях тектоно-магматической активизации (часть быскарской серии Минусы, цаган-хунтейский комплекс Забайкалья и др.). В зонах активизации с этой формацией ассоциируют полиметаллические флюорит-редкометальные и медно-молибденовые проявления.

Пикрит-базальтовая формация сравнительно однородна по своему составу: в ней преобладают вулканы основного ряда, близкие к базальтам океанического типа. В среднем породы

примерно соответствуют оливиновым толеитам с нормативными оливином и гиперстеном, недосыщены кремнеземом. Обнаруживается тенденция к бимодальному распределению кремнезема (47—51%), а также увеличение общей щелочности и содержания натрия вверх по разрезу, феннеровский путь дифференциации. Интрузивная фация, выявленная, например, в кольцевых и радиальных дайках вулканических аппаратов, имеет здесь основной состав (габбро-перидотиты, пироксениты). Пикрит-базальтовая формация характерна для рифтогенных прогибов, выполненных вулканическими породами. Часто ассоциирует с габбро-верлитовой фацией, являющейся, возможно, ее интрузивным аналогом. Металлогенический профиль определяется постоянным присутствием в вулканитах повышенных содержаний меди, вплоть до образования рудных концентраций, в которых наряду с рассеянной вкрапленностью самородной меди обычно развиты также жилы и метасоматически оруденелые зоны, сопровождаемые широко развитой эпидотизацией, карбонатизацией и хлоритизацией (рудопроявления хребта Хараелах на севере Сибири, в Имандра-Варзугской зоне Кольского полуострова). В Советском Союзе крупные месторождения медно-эпидотовой формации неизвестны, однако за рубежом (США, Канада) они служат объектами интенсивной эксплуатации и могут считаться характерными для вулканогенных толщ пикрит-базальтовой формации. Помимо слегка мышьяковистой самородной меди в рудах постоянно присутствует примесь серебра.

Не совсем ясным остается вопрос о никеленосности формации. Зарубежные исследователи (О. Экстранд и другие) склонны полагать, что как крупные сульфидные медно-никелевые месторождения (Камбалда в Австралии), так и более мелкие (Персеврант, Дьюмонт в Канаде и др.) связаны с вулканическими породами.

Липарит-базальтовая формация развита в рифтогенных, орогенных и активизационных структурах. В связи с ней не известно сколько-нибудь значительных рудных концентраций.

Базальт-долеритовая (трапповая) формация в эффузивной фации представлена базальтами, анальцимовыми базальтами, анаметитами и реже пикрит-базальтами, андезит-базальтами и туфами основного состава. Излияния центрального и трещинного типов связаны с эмерсивной стадией развития платформенного чехла.

Состав интрузивных тел за счет дифференциации отличается большим разнообразием. Наиболее типичными являются габбро-долериты и габбро-диабазы, помимо них встречаются кварцевые долериты, конгогаббро-диабазы, сиенит-диориты, кварцевые монзониты, сиениты, аплиты, гранофиры, долериты, феррогаббро, анальцимовые долериты, пикрит-долериты и др. Они образуют силлы, дайки, штоки. В крупных по размерам телах отчетливо проявлена внутрикамерная дифференциация.

Образования базальт-долеритовой формации развиты исключительно в пределах платформ, где иногда сочетаются с пикрит-ба-

зальтовой, трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовой и фойдитовыми формациями рифтогенных зон.

С базальт-долеритовой формацией связаны месторождения меди, никеля, кобальта, платиноидов, титана, железа, полиметаллов, исландского шпата, целестина и графита. Наибольший интерес из них представляют месторождения, ассоциирующие с интрузивной фацией. К ним принадлежат контактово-метасоматические месторождения железа, в меньшей мере магматогенные и гидротермальные руды меди и никеля. Медно-никелевая и платиновая минерализация характерна для наиболее магнезиальных интрузий, а железорудная — для железистых и титанистых по составу тел. В экзоконтактовых ореолах часто развивается графит. Месторождения исландского шпата концентрируются в первую очередь в туфовой фации, в меньшей степени также и в эффузивной. Месторождения свинца и цинка локализуются в осадочных толщах и рассматриваются как отдаленно-вулканогенные; размеры их, как правило, невелики.

ГРУППА АНДЕЗИТОВЫХ И ГРАНОДИОРИТОВЫХ ФОРМАЦИЙ

В эту группу объединены формации, в строении которых ведущую роль играют породы среднего и умеренно кислого состава. В нее входят базальт-андезитовая, андезитовая и трахиандезитовая, габбро-диорит-гранодиоритовая, тоналит-плагиогранит-гранодиоритовая, диорит-гранодиоритовая, монзонит-сиенитовая. В этой же группе мы рассматриваем габбро-диорит-плагиогранитовую и диорит-гранодиорит-лейкогранитовую формации, по составу переходные соответственно между мафическим и мафическо-салическим и мафическо-салическим и салическим семействами.

Образование магматических тел рассматриваемых формаций связано со структурами, отличающимися повышенной мощностью земной коры, что характерно для позднегеосинклинальной, раннеорогенной и раннеактивизационной стадий развития земной коры. Петрохимические и геохимические особенности мафическо-салического семейства свидетельствуют, с одной стороны, о родстве их с базальтами — продуктами мантийных выплавок, а с другой стороны, об отчетливой связи с коровыми сиалическими расплавами. Соответственно и металлогеническая специализация формаций этого семейства определяется месторождениями халько-, сидеро- и литофильных элементов, главнейшие из которых медь, свинец, цинк, сера, золото, серебро, железо, кобальт, молибден, вольфрам. Различные формации этого семейства по составу значительно меньше варьируют по сравнению с ультрамафическими, соответственно и рудоносность магматических формаций практически однотипна и различается скорее по масштабам проявления. В связи с этим сперва приведем краткую характеристику формаций, а затем рассмотрим общие особенности рудоносности этой группы.

Плутонические формации

Габбро-диорит-плагиогранитовая формация относится к категории контрастно дифференцированных. В составе принадлежащих к ней магматических тел отчетливо выделяются образования первой фазы (габбровые, габбро-диоритовые, габбро-диабазовые, менее диоритовые и пироксенитовые) и второй (плагиогранитовые и тоналитовые). Вариации содержания кремнезема отчетливо образуют два максимума — 44—51 и 63—74 %, тип щелочности — натриевый. Интрузии этой формации завершают развитие раннегеосинклинальных прогибов среднеазиатского (мафического слабо дифференцированного) и уральского (мафического дифференцированного) типов.

Тоналит-плагиогранит-гранодиоритовая формация отличается широким диапазоном слагающих ее пород: от габбро-диоритов до плагиогранитов и сиенит-диоритов. Наиболее распространенными являются гранодиориты, плагиограниты, тоналиты, кварцевые диориты и диориты; широко развиты биотит-роговообманковые граниты; в той или иной мере постоянно присутствуют сиениты, граносиениты, кварцевые монзониты. В конкретных магматических комплексах соотношение пород сильно варьирует. Распределение содержания кремнезема в породах от 54 до 76 %, щелочность в целом низкая, около 3—4 %, возрастающая в отдельных разновидностях до 10 %. Породы преимущественно существенно натриевые, отдельные из них калиево-натриевые.

Внедрение интрузий тоналит-плагиогранит-гранодиоритовой формации сопряжено с замыканием геосинклинальных прогибов и знаменует переход от геосинклинального к орогенному режиму. Наибольшее развитие они получают в зонах эвгеосинклиналей уральского (мафического дифференцированного) и рудоалтайского (мафическо-салического) типов, где они тяготеют к геосинклинальным поднятиям. В пределах погруженных срединных массивов интрузии этой формации отличаются повышенной щелочностью. Переходными по составу между тоналит-плагиогранит-гранодиоритовыми и гранит-гранодиоритовыми массивами миеосинклинальных зон являются интрузивные комплексы миктогеосинклинальных зон (татарско-аяхтинской, чатыркульский, хунгарийский). В миеосинклинальных зонах (тип терригенный) достаточно широкое развитие имеют интрузии, по составу сходные с тоналит-плагиогранит-гранодиоритовой формацией. Внедрение их предшествует интрузиям гранит-гранодиоритовой формации и связано с позднегеосинклинальной стадией развития. В их строении принимают участие амфиболовые габбро, габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты, тоналиты, гранодиориты и роговообманковые граниты, лампрофиры спессартитового ряда и альбитофиры, а также сиенит-диориты, граносиениты. Интрузии относятся к гипабиссальной и абиссальной фациям. Первая представлена дайкообразными и силлоподобными, реже штоковыми телами; здесь

преобладают породы с порфировой структурой, вторая — сравнительно крупными телами, сложенными полнокристаллическими породами.

Учитывая особенности состава рассмотренных интрузий, целесообразно выделение самостоятельного формационного вида, который мог бы получить наименование габбро-диорит-гранодиоритовый. По своему вещественному составу и строению он ближе всего отвечает тоналит-плагиогранит-гранодиоритовой формации, а по геотектоническому — сиенит-габбровой (с существенной по сравнению с последней металлогенической специализацией).

Диорит-гранодиоритовая формация также принадлежит к полно дифференцированным. Она отличается от предыдущей более широким развитием пород среднего и умеренно кислого состава. Типоморфными являются гранодиориты. В целом для нее характерна более высокая, хотя и нормальная щелочность (3,3—7,4 %) и калиево-натриевый профиль ($K_2O/Na_2O = 0,3 \div 1$). Интрузии диорит-гранодиоритовой формации размещаются главным образом по обрамлению орогенных и активизационных впадин, реже внутри них. Многими исследователями эти интрузии рассматриваются как комагматы андезитовой формации.

На Востоке СССР широко развиты интрузивные комплексы (омсукчанский, янский, валькумейский и др.), которые совмещают в себе черты диорит-гранодиоритовой и лейкогранитовой формации и могут рассматриваться как самостоятельный диорит-гранодиорит-лейкогранитовый формационный вид. Они представлены, как правило, многофазными массивами, в строении которых принимают участие породы основного, среднего и кислого состава: габбро-диориты, гиперстеновые диориты, гранодиориты, роговообманково-биотитовые граниты, лейкократовые и аляскинские граниты, щелочные граниты, граносиениты, кварцевые монзониты. Тип щелочности калиевый. Интрузии сопровождаются дайками диорит-лампрофировой серии. Иногда лейкократовые граниты образуют самостоятельные тела (дайки, штоки).

Становление этих комплексов связано со стадией тектоно-магматической активизации. Формационная их принадлежность недостаточно ясна, возможно, они представляют собой самостоятельную формацию или же имеет место совмещение двух формаций: более основной и более кислой.

Монзонит-сиенитовая формация является латеральным аналогом диорит-гранодиоритовой, отличаясь от последней повышенной щелочностью и в общем калиевой специализацией. Распределение по кремнезему 52—73 %, сумма щелочей 6—10 %. Массивы, как правило, резко зональные, слагаются биотитовыми габбро (вблизи контактов), монцогаббро, монзонитами, кварцевыми монзонитами, сиенитами и кварцевыми сиенитами. Наиболее характерны эти интрузии для областей активизации, где они пространственно сопряжены с образованиями трахиандезитовой формации.

Таким образом, все рассмотренные плутонические мафическо-салические формации слагаются в целом одними и теми же породами, различаются же они их соотношением. Особенностью этих формаций является также большая изменчивость состава как в отдельных комплексах, так и в отдельных массивах, что сильно затрудняет их формационную диагностику. В то же время это обстоятельство сильно влияет на проявление их конкретной рудности.

Как уже отмечалось выше, металлогеническая специализация рассматриваемых формаций в общем имеет сходный характер. Наиболее разнообразный ряд месторождений полезных ископаемых ассоциирует с наиболее полно дифференцированными формациями — тоналит-плагиогранит-гранодиоритовой и диорит-гранодиоритовой. Однако необходимо подчеркнуть, что в конкретных геологических условиях весь спектр рудных концентраций редко реализуется в виде промышленных месторождений. Обычно на фоне преобладающего типа оруденения остальные члены рудного ряда резко редуцированы. Ведущий профиль оруденения, ассоциирующего с плутоническими формациями, определяется особенностями конкретной геологической обстановки проявления интрузивного магматизма или в наиболее общем виде — «принадлежностью» к тем или иным типовым структурно-металлогеническим зонам, в пределах которых можно выделить следующие рудные ассоциации:

- 1) Fe, (Co) — Cu—Pb—Zn, (Au);
- 2) W (шеелит) — Mo, (Au, Cu);
- 3) W (шеелит) — Au;
- 4) Au, (As) — Mo—Pb—Zn—Cu;
- 5) Au—Sb;
- 6) Cu—Mo, (Pb—Zn);
- 7) Sn—Pb—Zn, (Ag).

Ассоциация Fe, (Co) — Cu—Pb—Zn, (Au) представлена скарновыми железорудными месторождениями, содержащими в том или ином количестве сульфиды меди, свинца и цинка (часто в промышленных концентрациях), а также примесь кобальта и золота. Месторождения этого типа связаны практически со всеми интрузивными формациями рассматриваемого семейства, за исключением наиболее кислых разновидностей диорит-гранодиоритовой формации. Они размещаются в пределах эвгеосинклинальных зон или в орогенах и менее в зонах активизации на мафическом основании. Наибольшую ценность представляют месторождения, связанные с тоналит-плагиогранит-гранодиоритовой и диорит-гранодиоритовой формациями (месторождения Соколовско-Сарбайской группы в Тургае, Кузнецкого Алатау, Дашкесанское на Малом Кавказе, Саякское в Казахстане и др.).

Железооруденение более характерно для структур собственно эвгеосинклинальных уральского (мафического дифференцированного) типа, где оно локализуется на склонах поднятий, а также для орогенных структур с развитием андезитовидного вулканизма. Промышленная полиметаллическая минерализация типична для

зон, прошедших миктогеосинклинальное развитие (месторождения Карамазара на Тянь-Шане).

Ассоциации W—Mo, (Au, Cu) и W—Au встречаются как обособленно, так и совместно, нередко в пределах одних и тех же рудных полей, как, например, в месторождениях Восток-2 и Лермонтовское в Приморье. Первая из них принадлежит к скарновому типу, другая — к кварцевожильному. Наиболее крупные месторождения связаны с диорит-гранодиоритовой и менее с тоналит-плагиогранит-гранодиоритовой (Чарух-Дайрон в Тянь-Шане, Великопетровское на Урале и др.) и габбро-диорит-гранодиоритовой формациями. Нередко они развиваются в районах совмещения массивов обеих формаций. С остальными формациями данного семейства крупных месторождений этих ассоциаций не известно. Оруденение рассматриваемых ассоциаций широко развито во всех типах геосинклиналей, вулканогенных орогенов и областей активизации. Наиболее крупные месторождения характерны для поднятий эвгеосинклинальных зон уральского типа, чехлов срединных массивов, миктогеосинклинальных зон, за исключением сланцевых, и для орогенных структур. В целом интрузии, с которыми связаны эти ассоциации, отличаются несколько более кислым составом и повышенной щелочностью по сравнению с железоносными, хотя в ряде районов те и другие совмещены в пределах отдельных рудных полей (Туранглы в Средней Азии).

Ассоциация Au, (As)—Mo—Pb—Zn—Cu представлена кварцевожильными месторождениями. Соотношение полезных компонентов в различных месторождениях заметно варьирует от золото-сульфидных до существенно молибден-полиметаллических с примесью золота, мышьяка, серебра, сурьмы и висмута. Это высокотемпературные многостадийные месторождения, развивающиеся в приконтактовых зонах массивов диорит-гранодиоритовой и менее тоналит-плагиогранит-гранодиоритовой и монцитит-сиенитовой формаций (Шахтаминский район Забайкалья, Степнякский Казахстана и др.). Наибольшие проявления известны в связи с габбро-диорит-плагиогранитовой формацией. Месторождения данной ассоциации размещаются в структурах того же типа, что и вышерассмотренной, и в ряде районов связаны переходами с золото-шеелитовым оруденением.

Ассоциация Au—Sb связана с интрузиями габбро-диорит-гранодиоритовой формации, преимущественно с малыми телами (Сарылах в Якутии, месторождения Енисейского кряжа). Соотношение полезных компонентов варьирует от собственно золото-кварцевых с арсенопиритом через золото-антимонитовые до существенно антимонитовых с малыми содержаниями золота. Эти месторождения развиты исключительно в пределах мио- и миктогеосинклинальных зон терригенного типа, где они тяготеют к осевым частям прогибов.

Месторождения ассоциации Cu—Mo, (Pb—Zn) образуются при совмещении массивов мафическо-салического семейства с эффузивами базальтоидного и андезитового состава: габбро-диорит-плагиогранитовых и эффузивов ряда натриевых базальтоидов (Лекин-

тальбейское на Полярном Урале); тоналит-плагиогранит-гранодиоритовых и эффузивов ряда натриевых базальтоидов (Салаватское на Урале, Бошекульское в Казахстане); диорит-гранодиоритовых и эффузивов андезитовой формации (Коунрадское в Казахстане). Месторождения, связанные с геосинклинальным этапом развития, размещаются в пределах осевых и краевых частей эвгеосинклиналей уральского типа. Для них намечаются постепенные переходы к колчеданным медно-полиметаллическим месторождениям. Рудные концентрации орогенного или активизационного этапов приурочены к вулканогенным впадинам, развитым на мафическом основании. С медно-порфировыми месторождениями этого вида ассоциируют небогатые серебросодержащие свинцово-цинковые руды.

Ассоциация Sn—Pb—Zn, (Ag) связана с диорит-гранодиорит-лейкогранитовой формацией активизационного этапа развития земной коры. К ней принадлежат силикатно-сульфидно-касситеритовые и жильные березитовые полиметаллические серебросодержащие месторождения. Они размещаются в пределах вулканогенно-осадочных впадин и обрамляющих их поднятий.

Вулканические формации

В ряду вулканических формаций мафическо-салического семейства типоморфными породами являются андезиты. Все они принадлежат к полно дифференцированному с вариациями состава от базальтов до липаритов. В целом от базальт-андезитовой к трахандезитовой происходит увеличение общей кислотности, щелочности и калиевоности. Металлогенический профиль: Cu, Zn, Pb, As, Sn, Au, Ag, Hg, Sb, Fe, Mn, S, алунит.

Базальт-андезитовая формация слагается базальтами, андезит-базальтами, андезитами, дацитами, липаритами. В конкретных комплексах соотношение пород заметно варьирует. Распределение по кремнезему от 45 до 75 % с максимумом на андезит-базальтах и андезитах. Тип щелочности калиево-натриевый и натриевый. В целом тела этой формации развиваются гомодромно, часто отмечается их ритмичность. Излияния преимущественно центрального типа. Соотношение лав и туфов 10:1 для базальтов, 1:1 — для андезитов и 1:50 (до 1:100) для липаритов.

Образование магматических комплексов этой формации связано с позднегеосинклинальной стадией развития. Они наследуют, как правило, эвгеосинклинальные прогибы, но часто — и миктогеосинклинальные, встречаются и постмиогеосинклинальные. Их формирование часто связывают с так называемой островодужной стадией развития.

В составе андезитовой формации преобладают андезиты, иногда андезит-дациты, а слагается она всем рядом пород от базальтов до липаритов. Распределение по кремнезему от 45 до 75 %, максимум 56—60 % или 60—64 %. По характеру щелочности формация калиево-натриевая, характерны низкие содержания титана и магния. Строение тел ритмично гомодромное. Излияния центрального типа, чаще всего наземные, коэффициент эксплозив-

ности такой же, как для андезитов и липаритов предыдущей формации.

Развитие комплексов андезитовой формации связано с началом орогенного этапа и с этапом тектоно-магматической активизации. Вулканы этой формации слагают вулканические впадины, где пространственно, а возможно, и генетически связаны с несколько более поздними интрузиями диорит-гранодиоритовой формации.

Трахиандезитовая формация состоит главным образом из трахиандезитов, трахиандезит-базальтов, латитов, а также менее развитых трахибазальтов и трахилипаритов. Распределение по кремнезему такое же, как и в андезитовой, щелочность калиево-натриевая и калиевая, сумма щелочей 7—8%. Излишняя центральности типа, чаще наземные, индекс эксплозивности от 20 до 70.

Трахиандезитовая формация связана с орогенным, но чаще активизационным этапами развития земной коры. Вулканы этой формации часто пространственно сопряжены с интрузиями монцит-сиенитовой.

Рудоносность интрузивных и эффузивных образований близкого петрохимического состава различна. Эти различия, менее проявленные для формаций мафического состава, получают отчетливое выражение для образований мафическо-салического и салического семейств. Для магматических пород мафическо-салического состава это выражается в резко различной распространенности концентраций таких металлов, как свинец, цинк, олово и вольфрам, ассоциирующих, с одной стороны, с плутоническими формациями, а с другой — с вулканическими. Первые два металла образуют наиболее крупные месторождения в связи с вулканистами, вторые в подавляющем большинстве случаев связаны с проявлениями интрузивного магматизма. Наконец, наиболее крупные месторождения таких металлов, как медь и молибден, отчасти железо, обычно возникают при условии пространственного совмещения интрузивных и эффузивных формаций (медные порфиновые месторождения, некоторые типы железорудных скарнов и др.).

Наиболее определенная металлогеническая специализация устанавливается для вулканистов базальт-андезитовой формации, получающих распространение в позднегеосинклинальную (островодужную) стадию развития подвижных зон. Андезиты, базальты и их пирокластические аналоги играют существенную роль в геологическом строении рудных районов с развитием близко синхронного к вулканистам медно-молибденового порфинового, скарнового железорудного, «колчеданного» и жильного медно-свинцово-цинкового оруденения с характерной примесью золота и серебра.

Наиболее сложны соотношения рассматриваемых вулканистов с медно-молибденовым порфировым и скарновым железорудным оруденением. Интрузивные и эффузивные составляющие геологической обстановки этих месторождений могут быть как близко одновозрастными (комагматичными), так и резко разновозрастными, принадлежащими к различным стадиям развития подвиж-

ных поясов. В последнем случае вулканы, по-видимому, следует рассматривать лишь как источник рудного вещества, мобилизованного под воздействием наложенных интрузивно-гидротермальных процессов. Роль эффузивов как источника рудного вещества может сохраняться и в случае комагматичности эффузивов и прорывающих их интрузивных тел. Во всяком случае именно такой механизм заимствования железа из базальтов валериановской свиты предлагают А. М. Дымкин и другие [1970 г.] при рассмотрении генезиса железорудных месторождений Тургайского прогиба.

Скарновое железорудное и медно-молибденовое порфировое оруденение редко встречаются совместно в промышленных концентрациях. Обычно месторождения одной из рудных формаций резко преобладают. Так, в Тургайском прогибе на фоне развития крупных месторождений железорудной скарновой формации медно-молибденовая порфировая проявляется в виде рассеянной минерализации. Обратные соотношения характерны для руд этих формаций в Центральном Казахстане.

Второй крупной ветвью металлогенической специализации вулканистов андезит-базальтовой формации является серно-медно-свинцово-цинковая с золотом и серебром. Сюда относятся стратиформные месторождения типа «Куроко» и их жильные аналоги (Япония, Курило-Камчатская область), приуроченные соответственно к толщам пирокластов, или так называемых зеленых туфов, и к экзоконтактовым зонам субвулканических тел. Месторождения первого типа рассматриваются как типичные эксгалационно-осадочные образования, являющиеся своеобразным аналогом раннегеосинклинальных «колчеданов», вторые, обычно несколько более поздние, относятся к типичным жильным гидротермально-метасоматическим образованиям, наложенным на покровы вулканистов, в связи с поздними проявлениями гидротермальной активности центров вулканического извержения.

В рудных телах типа «Куроко» резко преобладают пирит и марказит. В парагенезисе секущих жил наряду с пиритом широко распространены сульфиды цветных металлов и в больших количествах присутствуют золото и серебро.

Значительно труднее определяется объем металлогенической специализации орогенных формаций рассматриваемой группы. Еще сравнительно недавно при описании рудоносности андезитовой или трахиандезитовой формаций приводился большой список полезных ископаемых: от редких металлов — молибдена, олова, сурьмы и ртути — до полиметаллов, золота, серебра и глиноземистого сырья. Работы последних лет заставили в значительной мере переменить традиционную точку зрения.

Представляется более обоснованным мнение о связи рассматриваемых типов рудных концентраций не с одной какой-либо отдельно взятой формацией, а с определенной их совокупностью. Орогенные вулканические формации во времени и в пространстве образуют закономерные ряды, в пределах единого вулканического цикла, отделенного от ниже- и вышележащих вулканистов крупными

перерывами и несогласиями. В ходе формирования продуктов извержения одного цикла руды занимают вполне закономерное и постоянное положение в конце его. В составе таких вулканических циклов обычно присутствуют андезитовая, дацитовая и липаритовая формации, однако их удельный вес может резко меняться, изменяется также и щелочность вулканитов, хотя обычно трахиандезиты и трахилипариты приурочены к концу вулканического цикла.

Таким образом, правильнее говорить не о рудоносности андезитовой или трахиандезитовой формации, а о металлогенической специализации таких вулканоструктур, в продуктах извержения которых в границах одного вулканического цикла преобладает андезитовая или трахиандезитовая формация. При этом руды могут быть несколько оторваны от вулканитов андезитовой формации как во времени, так и в пространстве, например конкретные рудопроявления могут залегать не в андезитах, а в кислых эффузивах липаритовой формации конца рассматриваемого цикла.

Вулканоструктуры, в составе которых продукты андезитовой формации играют относительно высокую роль, нередко развиваются в пределах блоков земной коры мафического состава. В этих случаях орогенные андезиты как бы наследуют фемический профиль и натриевую линию щелочности эвгеосинклинального вулканизма. Для орогенных вулканоструктур, развитых на салическом фундаменте миогеосинклинального типа, более характерен калиево-натриевый профиль щелочности.

Соответственно этим двум структурно-геологическим позициям орогенных вулканитов андезитового состава развиваются и две основные ветви их металлогенической специализации.

Медно-молибденовое порфиоровое, ферберит-антимонитовое, ртутное листовитное оруденение наиболее характерно для мафического фундамента, а золото-серебряное, алуническое и флюорит-полиметаллическое развивается как на мафическом, так и салическом основании, сурьяно-ртутное аргиллизитовое — преимущественно на салическом.

Вулканиты повышенной щелочности трахиандезитовой формации наиболее характерны для зон тектоно-магматической активизации. Здесь промышленную значимость приобретают месторождения золоторудной листовитной, флюорит-полиметаллической и собственно флюоритовой рудных формаций.

Следует, однако, иметь в виду, что с орогенными вулканитами, по-видимому, ассоциируют два конвергентных типа золото-серебряных месторождений, являющихся конечными членами двух эволюционных рядов: медно-молибденового и олово-полиметаллического [Рундквист Д. В., Неженский И. А., 1975].

Характерной отличительной чертой золото-серебряных проявлений олово-полиметаллического ряда является постоянная примесь олова в рудах и приуроченность к вулканоструктурам, развитым на салическом фундаменте. Для этих районов характерно относительное преобладание вулканизма кислого состава и, по некоторым данным, его антидромная направленность [Руб М. Г., 1970 г.]. Оруде-

нение этого типа условно отнесено к рудам, ассоциирующим с кислыми вулканитами, которые рассматриваются в следующей главе.

Все месторождения, ассоциирующие с вулканитами, носят отчетливые признаки близповерхностного происхождения (широкое развитие продуктов аргиллизации и других низкотемпературных парагенезисов) и относятся к типичным эпитермальным месторождениям, в понимании В. Линдгрена [1934 г.], развивающимся около вулканических центров.

Рудная минерализация располагается только в пределах пропилитизированного слоя вулканитов в участках развития аллохимических кварц-калишпатовых и слюдястых метасоматитов.

ГРУППА ЛИПАРИТОВЫХ И ГРАНИТОВЫХ ФОРМАЦИЙ

В эту группу объединены формации, в составе которых ведущими типоморфными породами являются граниты, дациты и липариты. К плутоническим формациям относятся гранит-гранодиоритовая, лейкогранитовая, аляскитовая, гранит-граносиенитовая, щелочногранитовая, к вулканическим — натриевых липаритов, дацит-липаритовая, липаритовая и трахилипаритовая. Породы рассматриваемых формаций характеризуются калиево-натриевой и калиевой щелочностью и высоким содержанием кремнезема.

Большинство формаций салического семейства связано с орогенным и активизационным этапами развития земной коры, и только гранит-гранодиоритовая и натриевых липаритов проявились соответственно в поздне- и раннегеосинклинальную стадии. Во всех случаях образование магматических тел этого семейства происходило в структурах, отличающихся большой мощностью земной коры и, как предполагается, при участии коровых расплавов [Магматические формации..., 1979, Марин Ю. Б., Ларин В. Н., Бескин С. М., 1978 г., Руб М. Г., 1970 г., и др.].

Металлогеническую специализацию семейства определяют в первую очередь месторождения олова, вольфрама, молибдена, а также тантала, ниобия, редких земель и ассоциирующего с ними фтора (флюорит). Для вулканических формаций характерны крупные концентрации полиметаллов, золота, серебра, сурьмы, ртути при относительно меньшей роли олова, вольфрама, а также фтора [Коптев-Дворников В. С., 1952 г., Изох Э. П., 1971 г., и др.].

Плутонические формации

Гранит-гранодиоритовая формация представлена крупными батолитоподобными массивами. В их строении принимают участие биотитовые и двуслюдяные, в меньшей мере биотитроговообманковые граниты и гранодиориты, часто присутствуют лейкократовые граниты. Резко подчиненную роль играют диориты, кварцевые диориты, граносиениты, сиенит-диориты. В целом эта

формация характеризуется слабой дифференциацией; конкретные интрузивные комплексы разных регионов по составу сходны друг с другом. Содержание кремнезема 64—74 %, щелочность нормальная калиево-натриевая, обычно с небольшим преобладанием натрия над калием.

Становление массивов гранит-гранодиоритовой формации связано с замыканием геосинклинальных прогибов. Они размещаются в миогеосинклинальных зонах, где тяготеют к поднятиям, и в пределах срединных массивов. Гранитоидные массивы, завершающие развитие миктогеосинклинальных зон (хунгарийский, татарско-аяхтинский, чатыркульский комплексы), по вещественному составу близки к гранит-гранодиоритовой формации, хотя являются заметно более натриевыми и по металлогенической специализации приближаются к тоналит-плагиогранит-гранодиоритовой.

Лейкогранитовая формация отличается от гранит-гранодиоритовой тем, что в ее составе доминируют биотитовые и двуслюдяные порфиоровидные граниты, в меньшей мере аляскитовые, а гранодиориты и биотит-роговообманковые граниты составляют не более 10 % ее объема. Содержание кремнезема 70—75 %, щелочность калиево-натриевая при заметном преобладании калия над натрием.

Аляскитовая формация близка к предыдущей и представляет собой следующий, более продвинутый член кислотной дифференциации. В ее составе ведущую роль играют породы ультракислого и кислого состава: аляскиты и двуслюдяные граниты.

Гранит-граносиенитовая формация объединяет ассоциацию пород с высоким содержанием кремнезема и повышенным против нормальных пород содержанием щелочей. Содержание кремнезема 60—74 %, щелочность высокая, тип щелочности калиево-натриевый. В составе формации главную роль играют лейкократовые граниты, а также граносиениты, лейкократовые сиениты.

В щелочногранитовую формацию входят интрузии, сложенные щелочными гранитами (содержание кремнезема 73—75 %, щелочей 8—9 %, отношение натрия к калию близко к единице), крайне ограниченно развиты сиениты, граносиениты, нефелиновые сиениты.

Становление массивов лейкогранитовой, аляскитовой, гранит-граносиенитовой и щелочногранитовой формаций сопряжено с орогенным или активизационным этапами развития земной коры. Они локализируются по обрамлению вулканогенных впадин или в пределах последних. Лейкогранитовая формация по времени следует за гранит-гранодиоритовой или диорит-гранодиоритовой. За ней развиваются последовательно аляскитовая и часто гранит-граносиенитовая и щелочногранитовая. Последние две нередко являются латеральными аналогами лейкогранитовой и аляскитовой формаций.

В большинстве районов рассматриваемые интрузивные образования трактуются как комагматы соответствующих вулканитов,

а именно: лейкогранитовая как комагмат дацит-липаритовой, аляскитовая — липаритовой, гранит-граносиенитовая — трахилипаритовой.

Оруденение, ассоциирующее с интрузиями салического семейства, образует две крупные ветви, специфика проявлений которых обусловлена геохимическим типом блоков земной коры — салическим и мафическим. Салический профиль определяется миогеосинклинальным планом развития, а мафический — эвгеосинклинальным. Рудные формации, связанные с интрузиями в салических блоках, образуют следующий закономерный ряд: касситеритовая пегматитовая — оловорудная — скарновая — олово-вольфрамовая кварцевогрейзеновая, часто фтороносная — касситеритовая кварцевая (жильная) — свинцово-цинковая березитовая (жильная). Интрузиям повышенной щелочности в этих условиях отвечает несколько иной ряд рудных формаций: редкометально-редкоземельная пегматитовая — олово-вольфрамовая кварцевогрейзеновая с танталом, ниобием, цирконием — редкометально-редкоземельная апогранитовая — свинцово-цинковая березитовая (жильная).

Формационный ряд для интрузий, развитых в пределах мафических блоков, имеет следующий вид: редкометальная пегматитовая с танталом и ниобием — молибден-вольфрамовая — скарновая — вольфрамовая кварц-полевошпатовая гумбенитовая — вольфрам-молибденовая — грейзеновая — вольфрамовая — гюбнерит-сульфидная березитовая с висмутом, фтором — свинцово-цинковая березитовая. С интрузиями повышенной щелочности ассоциирует ряд: редкометально-редкоземельная пегматитовая — флюорит-редкометальная — редкометально-железородная скарновая с флюоритом — редкометально-редкоземельная апогранитовая — молибденовая кварц-березитовая — золото-полиметаллическая с висмутом.

Месторождения рассмотренных формационных рядов и отдельных формаций могут встречаться как обособленно, так и совместно, образуя в последнем случае зональные рудные узлы и пояса. В таких узлах, где ассоциируют различные рудные формации и совмещены различные интрузии, как правило, образуются крупные месторождения, часто полихронные и полиформационные (скарново-грейзеновые — Тырнауз (Кавказ), грейзеново-березитовые — Джида (Забайкалье), гумбенитово-грейзеновые — Восточное Забайкалье). Однако при этом в пределах конкретных рудных зон и узлов ведущее значение имеют месторождения одной или двух, реже трех рудных формаций.

Промышленное значение в ряду рудных формаций в связи с интрузиями в салических блоках имеют оловоносные и редкоземельные грейзены, редкоземельные пегматиты и грейзены. Несколько меньшие масштабы имеют оловоносные скарны и олово-вольфрамовые кварцевожильные месторождения. Промышленные концентрации олова в пегматитах известны лишь за рубежом. В ряду рудных формаций, ассоциирующих с интрузиями в мафических блоках, наибольшее значение имеют вольфрамит-молибденитовые кварцевогрейзеновые (Акчатау в Центральном Казахстане),

шеелит-молибденитовые гумбентовые (Верхнее Кайракты в Казахстане), молибденитовые гумбентовые месторождения*.

Вулканические формации

Металлогенический профиль вулканических формаций салической группы характеризуется развитием месторождений полиметаллов, золота — серебра, сурьмы и ртути, а также олова, флюорита, редких щелочных металлов и иногда железа, серы и алуниита.

В формации натриевых липаритов определяющими являются липариты и дациты, составляющие до 80 % объема, а подчиненными — андезиты и базальты. Содержание кремнезема колеблется от 55 до 78 % с максимумом 70—75 %. Тип щелочности калиево-натриевый и натриевый, содержание щелочей от 3 до 7 %. Породы формации отличаются относительно высоким содержанием железа и магния. Характерной особенностью данного формационного вида является присутствие в повышенных количествах таких элементов, как никель, кобальт, иногда ванадий, хром, титан. Извержения центрального типа. Коэффициент explosивности около 40—60 % для кислых составляющих и 10—30 % для основных.

Вулканыты, принадлежащие к формации натриевых липаритов, характерны для вторичных эвгеосинклиналей, образовавшихся на консолидированной сиалической коре. Эту формацию, по-видимому, следует рассматривать как конечный член в ряду базальтоидных формаций «спилит-кератофировой» группы. По условиям образования рудоносности она заметно отличается от кислых вулканитов орогенного и активизационного этапов развития земной коры.

Дацит-липаритовая, липаритовая и в меньшей мере трахилипаритовая формации составляют ассоциацию, которая нередко рассматривается как единая формация — порфировая, характерная для орогенов и областей тектоно-магматической активизации.

Дацит-липаритовая и липаритовая формации имеют много общих черт состава и строения и по этой причине рассмотрены совместно. Указанные формации, как правило, локализуются в пределах краевых, поперечных и внутренних поднятий, орогенных впадин и образуют отдельные вулканоструктуры.

Вулканыты дацит-липаритовой и липаритовой формаций достаточно однообразны по составу, рассматриваются большинством исследователей в качестве слабо дифференцированных. Преобладает (за весьма редким исключением) гомодромная эволюционная тенденция: от более ранних и более удаленных от осевых частей поднятий дацит-липаритов к более поздним и центрально расположенным липаритам и ультракислым липаритам.

* Образование месторождений этого типа происходит при совмещении интрузий мафическо-салического и салического семейств (месторождение Клаймакс в США, Сорское в Кузнецком Алатау).

В строении вулканических поясов отчетливо выделяются несколько вулканических ритмов, каждый из которых является гомодромным. В пределах этих поясов в конкретных вулканоструктурах количество ритмов различно и нередко в соседних структурах вулканизм развивается асинхронно.

В фаціальном отношении среди вулканитов дацит-липаритовой и липаритовой формаций заметно преобладают игнимбриты (до 70 %), в меньшей мере распространены массивные и флюидальные лавы и их лавобрекчиевые разности. В подчиненном количестве отмечаются разнообразные пепловые, бомбовые и лапиллиевые туфы, в том числе и водноосажденные, пемзовые.

В пределах вулканических впадин и поясов дацит-липаритовые и липаритовые комплексы участвуют в строении кальдер проседания, кольцевых центральнокупольных и других локальных вулканотектонических структур центрального типа. Породы жерловой фации имеют подчиненное значение.

В строении дацит-липаритовой формации принимают участие липариты, дацит-липариты, плагиолипариты, в подчиненном количестве присутствуют андезит-дациты, андезиты и трахиандезиты. Липаритовая формация отличается от нее более широким развитием липаритов и ультракислых липаритов. По петрохимическим характеристикам среди пород обеих формаций преобладают известково-щелочные породы. Диапазон содержания кремнезема 68—76 % (для липаритовой в среднем 72—74 %), тип щелочности калиево-натриевый при примерно равном соотношении калия и натрия, сумма щелочей от 5 до 8 %.

Для дацит-липаритовых и липаритовых толщ, сформировавшихся на мафическом основании, характерно повышенное содержание темноцветных минералов и повышенная известковистость пород и несколько большая натриевость при пониженной суммарной щелочности (сравнительно со средним липаритом по Р. Дэли). Среди липаритов наложенных орогенных зон с фундаментом многоэосинклинального (терригенного) типа отмечаются фаялитсодержащие разности, а иногда повышенная известковистость. В целом для обеих формаций характерны высокие кларки литофильных элементов — Mo, Sn, отчасти редких щелочей — при повышенных содержаниях F и B, а также Ga, Ag, Au, Hg и в ряде случаев (в эпизевгеосинклинальных зонах) — Se, Ni, Cu, Cr.

Трахилипаритовая формация иногда венчает формационный ряд салических вулканитов орогенных и активизационных зон и часто замещает по латерали липаритовую и дацит-липаритовую. В количественном выражении заметно подчинена предыдущим. Она представлена ультракислыми липаритами с повышенной щелочностью калиевого типа, калиевыми трахилипаритами, натриевыми трахилипаритами, плагиолипаритами и калиевыми трахитами. Натриевые трахилипариты характерны для наиболее поздних кислых вулканитов эпизевгеосинклинальных орогенных зон; калиевые трахиты и бесфельдшпатоидные ортофиры характерны для активизационных зон древних щитов; калиевые трахилипариты

и ультракислые липариты распространены в эпимногеосинклинальных орогенах.

Все породы отличаются повышенной щелочностью калиевого, натриево-калиевого и редко натриевого типа. Кислотность трахилипаритов стабильна, содержание кремнезема около 69—70%. Известковистость заметно понижена. Суммарная щелочность 7—8%. Отмечаются повышенные кларковые содержания Sn, Pb, Zn, Mo, W, Ag и F, редко Au и Cu, еще реже P и Hg.

Указанные субщелочные и ультракислые породы, наиболее поздние в разрезах кислых вулканитов, локализуются преимущественно в пределах кислых вулканоструктур внутренних поднятий. Порой сложно различимы жерловые, покровные и купольно-экструзивные фации данной формации.

Вулканиты трахилипаритовой формации приурочены к крупным кальциевым вулканоструктурам или выполняют приразломные вулканические грабены. Широкое развитие имеют пирокласты и породы жерловой и субвулканических фаций. Тип излияния центральный, реже трещинный.

Металлогеническая специализация салической группы заметно различается для формаций геосинклинальных (натриевых липаритов) и орогенных, активизационных (дацит-липаритовая, липаритовая, трахилипаритовая).

В связи с геосинклинальной формацией натриевых липаритов развивается оруденение медно-свинцово-цинковое колчеданное, золото-баритовое и железорудное. Колчеданное оруденение представлено двумя типами: вулканогенно-осадочным и гидротермально-метасоматическим. Оруденение первого типа локализуется среди осадочных пород, перемежающихся с вулканитами, и среди их пирокластических разностей. Руды гидротермально-метасоматические отчетливо тяготеют к жерловым и субвулканическим телам среди эффузивов. Колчеданные полиметаллические месторождения образуют зональный ряд по направлениям от поднятий в глубь прогибов: барит, золото→барит, галенит→галенит, сфалерит, халькопирит→халькопирит, сфалерит, пирит→сфалерит, пирит→пирит→(магнетит, гематит).

В провинциях, где преимущественно развиты вулканиты калиевого типа, преобладают медно-цинковые месторождения (Юго-Западный Алтай, Салаир). Повышение калиевости вулканитов сопровождается увеличением роли свинца и цинка в рудах (Юго-Западный Гиссар).

Железные руды кремнисто-гематитовой формации представлены пластовыми залежами в натриевых липаритах, их туфах и туффитах и занимают четкое стратиграфическое положение (Западный борт Каргонской зоны на Алтае). Для районов развития кремнисто-гематитового оруденения характерно развитие предшествующего вулканизма основного состава, продукты которого могут рассматриваться как источники рудного вещества. Руды апатит-магнетитовой формации, ассоциирующие с натриевыми липаритами, рассматриваются как гидротермально регенерированные

кремнисто-гематитовые образования в зонах наложенного плутонометаморфизма [Критерии... , 1978].

Остальные орогенные вулканиты рассматриваемой группы обычно вместе с андезитами слагают сложные формационные серии в пределах вулканических впадин орогенного и активизационного этапов. Наиболее кислые и щелочные породы обычно венчают разрезы таких серий (в случае гомодромной направленности вулканизма), и их излияния непосредственно предшествуют рудогенезу. Тесная связь вулканитов в пределах каждой такой серии и проявления рудогенеза в конце вулканического цикла не позволяют рассматривать рудоносность каждой формации этой группы в отдельности.

В самом первом приближении можно наметить две основные ветви металлогенической специализации в связи с дацит-липаритовым и трахилипаритовым вулканизмом. С нормальной щелочности калиевыми и калиево-натриевыми вулканитами ассоциируют следующие ряды рудных формаций: 1) оловорудная сульфосольная, оловорудная риолитовая, флюорит-полиметаллическая, золото-серебряная; 2) сурьмяная антимонитовая аргиллизитовая, ртутная метациннабарит-киноварная листовитовая, ртутная метациннабарит-киноварная карбонатная аргиллизитовая; 3) флюоритовая и флюорит-полиметаллическая. С вулканитами повышенной щелочности связано оруденение следующих формаций: цезиеносных вулканических стекол, флюорит-редкометалльная, редкометалльная аргиллизитовая и флюорит-полиметаллическая.

В ассоциации с эффузивами нормальной щелочности трахилипариты также присутствуют в районах развития касситеритового риолитового, кремнисто-гематитового и апатит-магнетитового оруденения. Месторождения оловорудной сульфосольной и оловорудной риолитовой формаций преимущественно связаны с вулканоструктурами, развивающимися на салическом (многеосинклинальном) основании. Руды первой из них находятся в пространственной и временной связи с эффузивами и экструзивными телами (Хетинское месторождение на Северо-Востоке СССР). Среди них, по Н. П. Материнову [1964 г.], можно выделить два основных типа: колчеданно-сульфидный и сульфосольно-сульфидный. Для этих типов месторождений характерен многокомпонентный состав руд (Sn, Ag, Au, Sb, Bi, W, Cu, Pb, Zn и др.) и наличие переходов к собственно свинцово-цинковым серебросодержащим объектам.

Месторождения оловорудной риолитовой формации проявляются в связи с экструзиями и покровами риолитов, реже дацитов (Джалиндинское на Малом Хингане и др.). Выделяются два характерных типа руд: зоны штокверков в брекчированных эффузивах около вулканических центров и рассеянная вкрапленность «деревянистого» олова в покровах риолитов вне связи с жерловыми фациями вулканитов.

Среди сульфидно-ртутных эпитеpmальных месторождений, ассоциирующих с вулканитами, можно наблюдать все переходы от чисто сульфидных до ртутных проявлений. Месторождения ртути

ассоциируют с вулканитами, развитыми как на мафическом, так и на салическом основании. Концентрации сурьмы наиболее характерны для салического фундамента.

По положению в разрезе вулканических зон можно выделить три основные группы месторождений сурьмы и ртути: подпокровные (Западно-Палянское на Чукотке), внутрипокровные (Пламенное в Корьякии) и надпокровные (Апапель на Камчатке). Для первых характерны максимальные размеры оруденения, надпокровные объекты, которые, по существу, являются отложениями горячих источников кайнозойской эпохи — минимальными.

Месторождения собственно флюоритовой и флюорит-полиметаллической формаций тесно ассоциируют с контрастными сериями вулканитов базальт-липаритового состава. Они представлены главным образом подпокровными жильными рудными телами, приуроченными к карбонатным толщам фундамента. Среди флюорит-полиметаллических месторождений наблюдаются переходы от чисто флюоритовых (Таскайнар в Средней Азии) до сфалерит-галенит-баритовых (Такоб, Наугарзан в Средней Азии) объектов.

Флюоритовые месторождения наиболее характерны для зон тектоно-магматической активизации (Средняя Азия, Забайкалье) и обычно пространственно обособлены от других близких по возрасту проявлений эндогенного оруденения [Критерии..., 1978].

С эффузивами повышенной щелочности ассоциирует редкометалльно-флюоритовое оруденение вкрапленного метасоматического типа в «желваковых» туфах и покровах риолитовых порфиров зон тектоно-магматической активизации.

Цезиеносные вулканические стекла распространены в составе витрокластических туфов, являющихся составной частью вулканических серий антидромной направленности. Наиболее характерны для зон тектоно-магматической активизации.

ЩЕЛОЧНОУЛЬТРАМАФИЧЕСКИЕ, ЩЕЛОЧНОБАЗАЛЬТОИДНЫЕ, ЩЕЛОЧНОГАББРОИДНЫЕ, ФОНОЛИТОВЫЕ И НЕФЕЛИНСИЕНИТОВЫЕ ФОРМАЦИИ

К этому семейству принадлежат интрузивные и вулканогенные образования, которые нередко составляют единые вулкано-интрузивные комплексы. В целом в данной группе ведущую роль играют интрузивные тела, а вулканогенные развиты сравнительно ограниченно. Типоморфными для этой группы являются породы повышенной щелочности, недосыщенные кремнеземом [Каледонский комплекс ультраосновных щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии, 1965 г., Орлова М. П., Краснов В. И., 1978 г.].

В семейство фойдитовых формаций объединены: 1) кимберлитовая, 2) меланефелинитов, щелочных ультрамафитов, фельдшпатидных габброидов и карбонатитов (щелочноультрамафическая), 3) щелочных базальтоидов, фонолитов, щелочных габброидов и не-

фелиновых сиенитов (щелочномафическая натриевая), 4) щелочных базальтоидов и лейцитифиров, щелочных габброидов и псевдолейцит-нефелиновых сиенитов (щелочномафическая калиевая), 5) фонолитов, щелочных трахитов, нефелиновых (агпайтовых) сиенитов (щелочносалическая натриевая), 6) лейцитифиров, нефелиновых, псевдолейцитовых и щелочных сиенитов (щелочносалическая калиевая), 7) нефелиновых (миаскитовых) и щелочных сиенитов (щелочносалическая миаскитовая)*.

В книге «Магматические формации СССР» [1979] эти формации отнесены к разным семействам: ультрамафическому (1 и 2), мафическому (3 и 4), салическому (5, 6 и 7). Учитывая, что в целом, за редким исключением, металлогеническая специализация их сходна (см. табл. 15), указанные формации целесообразно рассматривать совместно, в то же время подчеркивая их различие.

Магматические формации фойдитового семейства в первую очередь характерны для рифтогенных структур, и лишь кимберлитовая связывается исключительно с платформенным этапом развития. В то же время масштабы проявления каждой из этих формаций различны в складчатых областях и платформах. Щелочносалическая натриевая формация связана практически исключительно с эпиплатформенным рифтогенезом, точно так же как и щелочноультрамафическая, хотя их проявления известны в складчатых областях, в том числе в полициклических, где время их становления совпадает с завершением одного и началом другого цикла. Щелочномафическая калиевая формация связана с эпикратонным и эпирогенным рифтогенезом. Щелочномафическая натриевая формация развита в пределах как платформ, так и складчатых областей, причем в последних рифтогенез следует часто непосредственно за орогенезом или активизацией и нередко по времени совпадает с последней. Преобладающая масса тел щелочносалической калиевой формации сопряжена с рифтогенезом в складчатых областях и в меньших масштабах в платформах. Наконец, щелочносалическая миаскитовая формация известна лишь в складчатых областях, где она близка по времени к орогенному или активизационному этапу.

Кимберлитовая формация представлена трубообразными и в меньшей мере дайкообразными телами, сложенными слюдянными, оливиновыми, пироксен-оливиновыми и монтичеллит-оливиновыми кимберлитами и пикритовыми порфиритами. Кимберлиты принадлежат к ультрамафическому семейству, отличаются повышенной щелочностью при преобладании калия над натрием и высокими содержаниями магния, кальция, титана. По петрохимическим особенностям выделяются три типа кимберлитов: первый — маложелезистый слабощелочной, третий — железистый субщелочной и второй — промежуточный. Месторождения алмазов связаны лишь с первым петрохимическим типом.

* В дальнейшем все эти формации описываются под сокращенными названиями, указанными в скобках.

В строении массивов щелочноультрамафической формации главную роль играют оливиниты, дуниты, перидотиты, пироксениты, якупирангиты, мельтейгиты, ийолиты, уртиты, турьяиты и карбонатиты. Вулканиты этой формации достаточно широко развиты лишь в Маймеча-Котуйской провинции (Сибирская платформа), где они представлены пикритами, анальцимовыми, нефелиновыми и меллилитовыми базальтами, лимбургитами, лейцититами, базанитами, тефритами. В породах формации содержание кремнезема колеблется от 18 до 52 %, характерно высокое содержание титана, кальция, алюминия, железа, натрия преобладает над калием.

Щелочномафическая натриевая формация представлена как в интрузивной, так и эффузивной фациях. Ведущие породы в интрузивах — габбро, габбро-нориты, перидотиты, ортоклазовые габбро, эссекситы, пуласкиты, акериты, мельтейгиты, ийолиты, уртиты, малиньиты, тералиты, присутствуют нефелиновые и щелочные сиениты. Среди эффузивов, как правило, преобладают базальты, андезит-базальты, трахиандезит-базальты, которые сопровождаются пикритами, анкарамитами, щелочными базальтами, базанитами, тефритами, трахитами, фонолитами, андезитами. В целом породы относятся к недосыщенным по кремнезему, содержание щелочей высокое при преобладании натрия над калием, также высокое содержание глинозема.

Формация щелочномафическая калиевая отличается от предыдущей тем, что калий преобладает над натрием. Интрузивные массивы сложены пироксенитами, в том числе псевдолейцитовыми и биотитовыми, монцонитами, эссекситами, шонкинитами, малиньитами, миаскитами, фойяитами, пуласкитами, сельвесбергитами, бостонитами. Эффузивные поля выполнены базальтами, трахибазальтами, андезитами, трахиандезитами, трахитами, латитами, тефритами, эпилейцитофирами, нефелинитами, эпилейцитовыми трахитами.

Для формации щелочносалической натриевой более характерны интрузивные массивы, а эффузивы развиты слабо. В их строении принимают участие лейкократовые нефелиновые сиениты, луявриты, малиньиты, щелочные сиениты, менее мельтейгиты и ийолит-уртиты. Формация характеризуется высоким содержанием алюминия и щелочей при резком преобладании натрия над калием. Коэффициент агаптитности от 1 до 1,47.

Формация щелочносалическая калиевая представлена как эффузивной, так и интрузивной фациями. Интрузии сложены нефелиновыми, нефелин-псевдолейцитовыми и щелочными сиенитами, иногда присутствуют щелочные пироксениты, фергуситы, шонкиниты, монцониты. В ряде массивов присутствуют сынныриты, почти мономинеральные псевдолейцитолиты. Среди эффузивов преобладают трахиандезиты, а также развиты щелочные базальты, трахиандезит-базальты, тефриты, санидиновые, био-

титовые и эпилейцитовые трахиты, эпилейцитовые порфиры. По своему химизму формацию отличает преобладание калия над натрием.

Щелочносалическая миаскитовая формация представлена массивами, в строении которых ведущую роль играют нефелиновые (миаскитовые) сиениты, в меньшей мере развиты нефелиниты, щелочные сиениты, граносиениты, граниты. Породы характеризуются высоким содержанием алюминия и щелочей, при этом натрия преобладает над калием или соотношения их примерно равны.

Интрузивные массивы фойдитового семейства формаций, как правило, достаточно сильно дифференцированы и обладают зональным строением. Ведущими полезными ископаемыми, которые связаны с фойдитовым семейством формаций, являются высокоглиноземистое сырье, апатит, железо, тантало-ниобаты, флогопит, вермикулит.

Высокие концентрации алюминия типичны для всех формационных видов рассматриваемого семейства и практически каждый из них может служить потенциальным источником для добычи высокоглиноземистого сырья. В настоящее время наибольший интерес представляют крупные дифференцированные массивы щелочносалической натриевой (Хибины на Кольском полуострове), щелочномафической натриевой (Кия-Шалтырское месторождение в Кузнецком Алатау) и щелочносалической калиевой (Сыннырское месторождение в Северном Прибайкалье) формаций. В первых двух полезные компоненты представлены нефелином и плагиоклазом, в третьей — эпилейцитом и нефелином. Во всех случаях перспективными на глиноземистое сырье являются крупные хорошо дифференцированные массивы.

Для фойдитовых массивов практически всех формационных видов типичны высокие концентрации апатита. Наибольшую промышленную ценность представляют крупные хорошо дифференцированные массивы щелочносалической натриевой (Хибины), а также щелочноультрамафической формации (Ковдор на Кольском полуострове); в меньшей мере — массивы других формационных видов.

Крупные концентрации тантало-ниобатов и сопутствующих им редкоземельных минералов связаны с интрузивными массивами щелочноультрамафической, щелочномафических, щелочносалической натриевой и миаскитовой формаций.

Месторождения флогопита, а в зонах выветривания и вермикулита, связаны со щелочноультрамафической формацией (Ковдор), в меньшей мере со щелочномафической калиевой. Флогопит, как правило, развивается по породам ультраосновного состава.

Железорудные (магнетитовые и титаномгнетитовые) месторождения ассоциируют лишь с массивами щелочноультрамафической формации (Ковдор). В связи с этой формацией вообще связан наиболее разнообразный комплекс полезных ископаемых,

однако в телах крупных, хорошо дифференцированных, в которых к тому же отчетливо проявился постмагматический метасоматоз.

* * *

В заключение рассмотрим некоторые вопросы рудоносности магматических формаций.

1. Металлогения отдельных магматических формаций в первую очередь определяется их составом — принадлежностью к тому или иному магматическому семейству. В каждом из этих семейств рудоносность магматических формаций является функцией геологических условий их образования и изменяется в зависимости от того, членом какого формационного (возрастного, эволюционного) ряда является формация.

2. Существенно различается металлогения вулканических и плутонических формаций, принадлежащих к одному магматическому семейству (табл. 16). В целом для вулканических формаций наиболее характерна сульфидная минерализация халькофильных элементов, а для плутонических — халько-сидеро-литофильных при явном преобладании окисных руд над сульфидными.

Принципиально различаются вулканические и плутонические формации и по комплексу сопутствующих неметаллических полезных ископаемых. Типичными для вулканических формаций являются алмазы, исландский шпат, агат, барит, флюорит, алунит; для плутонических — пьезокварц, асбест, тальк, апатит, ограночные, поделочные и драгоценные камни.

3. Рудоносность однотипных по составу формаций различных возрастных и эволюционных рядов и, следовательно, формаций различных типов зон может существенно различаться. Например, развитие в едином комплексе образований формации натриевых базальтов с кремнисто-терригенными отложениями предопределяет образование месторождений железа, марганца, фосфора, а с кремнисто-карбонатными осадками — крупных концентраций свинца и цинка.

ГЕОХИМИЧЕСКИЙ ПРОФИЛЬ РУДОНОСНОСТИ

Формы проявления	Ультрамафическое	Мафическое
Плутонические	Cr, Pt	Cu, Ni, Ti, Fe, Ap, V
	—	Co, Pt
Вулканические	—	Cu, Zn, Mo, Fe
	—	Pb

Совмещение в единых структурах магматических образований, принадлежащих к единому возрастному ряду формаций (телескопирование) в общем случае обуславливает увеличение масштабов месторождений и большее разнообразие их формационных типов. Примерами могут служить ряды формаций: 1) натриевых базальтов → натриевых базальтов и липаритов → базальт-андезит-липаритовая → андезит-базальтовая эвгеосинклиналей; 2) гранит-гранодиоритовая → лейкогранитовая → аляскитовая миогеосинклиналей и орогенов, с которыми связаны наиболее многочисленные и разнообразные типы месторождений.

Развитие совмещенных вулканических и плутонических формаций и переходных вулкано-плутонических разновидностей обуславливает наиболее благоприятные условия локализации для многих полезных ископаемых, как для формаций мафического (медно-никелевые месторождения), мафическо-салического (медно-кобальтовые), так и салического (редкометалльно-флюоритовые) семейства.

4. Для металлогении орогенных зон и зон тектоно-магматической активизации важное значение имеет петрохимический тип фундамента. Так, с группой гранитоидных формаций, развитых на фундаменте мафического типа, ассоциируют месторождения молибдена, вольфрама, редких элементов, меди, висмута и золота. Для интрузий того же состава, развитых в пределах фундамента салического типа, в первую очередь характерны рудные концентрации олова, свинца, цинка, серебра, сурьмы.

5. Состав и фациальные условия (глубинность) становления магматических формаций определяют, как правило, лишь их потенциальную рудоносность. Реальная рудоносность и формационный тип месторождений, с ними ассоциирующих, зависят от сочетания целого ряда факторов, из которых в первую очередь следует выделить состав и строение окружающей среды. В целом при этом для гидротермальных месторождений устанавливается общее правило: максимально благоприятным для развития процессов рудообразования является чередование вмещающих пород, контрастных по физико-химическим характеристикам — основности,

ТАБЛИЦА 16

СЕМЕЙСТВ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

Мафическо-салическое	Салическое	Фондитовое	Геохимический профиль
Fe, Au, W, Mo, As, Cu, Bi	Sn, Mo, W, F, Ta, Nb, Zr, Cs и др.	Al, Ap, Ta, Nb, TR, Zr, Fe, Ti	Определяющий
Pb, Zn, B, Sn, Co, Sb	Bi, Fe	—	Второстепенный
Cu, Pb, Zn, Ag, Au, Hg, Mo, Sb	Au, Ag, Pb, Zn	—	Определяющий
Al, Fe	Sn, W, Cu, F, Fe, Be	—	Второстепенный

кислотности, щелочности. В этом случае окружающая среда приводит к резкому нарушению равновесия рудоносных растворов, изменению pH- и Eh-условий и способствует осаждению и концентрации рудных элементов.

Влияние вмещающей среды на рудоносность конкретных магматических формаций проявляется по-разному. В одном случае состав промышленных месторождений прямо определяется составом вмещающих толщ. Например, формирование месторождений графита в целом ряде случаев связано с термальным воздействием интрузий различного состава на углеродсодержащие осадки.

Более типичен другой случай, когда состав и физико-химические свойства вмещающей среды определяют формационный тип возникающих месторождений. Так, например, состав вмещающих лейкогранитовую формацию пород определяет развитие редкометальных скарновых, или грейзеновых, или слюдитовых рудных объектов в зависимости от того, в какой среде — соответственно в карбонатной, или в кислой, или в основной алюмосиликатной — происходит развитие постагматической минерализации.

Важное влияние вмещающей среды в реализации потенциальной рудоносности магматических формаций проявляется и при анализе рудоносности тоналит-плагиогранит-гранодиоритовой формации. В частности, если породы этой формации размещаются среди пестрых по составу карбонатно-терригенно-вулканогенных толщ эвгеосинклинальных зон, то с ними ассоциируют преимущественно скарновые железорудные месторождения с примесью меди, золота, полиметаллов. Золото-кварцевые месторождения, связанные с той же формацией, чаще образуются в терригенных или карбонатно-терригенных толщах со слабо развитыми вулканидами эвгеосинклинальных поднятий. Шеелитовое оруденение получает развитие, как правило, среди карбонатно-терригенных образований.

Важно заметить, что влияние вмещающей среды наиболее слабо сказывается на рудоносности формаций ультрамафического и мафического семейств, которые, как правило, являются рудопродуктивными, и наиболее сильно — на рудоносности формаций мафического и мафическо-салического семейств, которые чаще выступают как рудоматеринские.

6. Помимо состава пород вмещающей среды существенное значение на потенциальную рудоносность формаций оказывают физико-химические параметры, и в частности степень «открытости — закрытости» рудообразующей системы. Влияние этих факторов значительно для всех групп формаций. В одних случаях (в относительно закрытых системах) становление магматических формаций и оруденения происходит без существенного взаимодействия с окружающей средой (например, становление Мончегорской интрузии перидотит-пироксенит-норитовой формации), в других — в открытой системе при взаимодействии рудных элементов, воды, анионов из окружающих толщ (формирование печенгских интрузий габбро-верлитовой формации).

Влияние физико-химических свойств среды, в частности пористости, пластичности, трещиноватости, определяющих различную проницаемость пород и степень «открытости — закрытости» системы рудообразования, можно проиллюстрировать на другом примере. В связи с первично однотипным гранитным расплавом при его становлении в различных фациальных условиях могут формироваться неодинаковые типы пород и руд. При становлении гранитоидов среди пористых, трещиноватых пород, обеспечивающих связь с поверхностными зонами, проникновение вод, насыщенных кислородом, формируются метасоматические породы и руды интенсивно проявленной кислотной стадии метасоматизма — грейзены с вольфрамовым, оловянным оруденением. При становлении гранитных массивов под покровами малопроницаемых пород кислотная стадия проявляется редуцированно; вместе с тем интенсивное развитие получает щелочной метасоматизм — калишпатизация и альбитизация, приводящие к образованию апогранитов с редкометальным оруденением [Рундквист Д. В., Денисенко В. К., Павлова И. Г., 1971 г.].

7. Существенное значение для конкретной реализации потенциальной рудоносности магматических формаций имеют внутриформационные вариации состава и строения, динамики развития слагающих формацию пород. Так, в общем случае магматические формации, более дифференцированные по составу, сопровождаются, как правило, более сложным и разнообразным оруденением, достигающим обычно крупных промышленных концентраций. К ним принадлежат базальт-андезит-липаритовая, дунит-клинопироксенит-габбровая, диорит-гранодиоритовая и др. При этом не только степень, но и направленность процессов дифференциации имеет значение для формирования промышленного оруденения того или иного состава. В частности, развитие дифференциации в габброидах по «бушвелдскому типу» приводит, как известно, к образованию сульфидно-медно-никелевых месторождений и месторождений хрома и платины. В интрузиях, где дифференциация идет по «скаергардскому типу», формируется титаномagnetитовое и апатитовое оруденение и т. п.

В целом, однако, вопросы внутриформационного анализа, разработки критериев рудоносности отдельных формаций являются предметом самостоятельных исследований; рассмотрение их не входит в задачу настоящей работы.

Глава 10

РУДОНОСНОСТЬ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

Роль процессов регионального метаморфизма и сопряженного с ним ультраметаморфизма и метасоматизма в формировании эндогенного оруденения давно привлекала внимание советских и зарубежных геологов [Богданович К. И., 1913 г.; Бетехтин А. Г.

и др., 1946 г.; Белевцев Я. Н., 1955 г.; Домарев В. С., 1956 г.; Заварицкий А. Н., 1950 г.; Линдгрэн В., 1935 г.; Шнейдерхен Г., 1958 г., Sullivan С. J., 1949 г., и др.]. Важное значение для понимания процессов метаморфогенного рудообразования имели теоретические работы Н. Г. Судовикова [1964 г., 1965 г.], в которых впервые были обоснованы представления о роли метаморфических и ультраметаморфических процессов в мобилизации, миграции и отложении рудного вещества.

В последние два десятилетия значительно возрос интерес к проблеме метаморфогенного рудообразования. В этой связи необходимо отметить работы Д. А. Великославинского и др. [1970 г.], Н. Л. Добрецова [1969 г., 1970 г.], В. А. Глебовицкого [1973], В. С. Домарева [1978 г.], В. В. Жданова и Т. П. Малковой [1974 г.], Ю. М. Соколова и др. [1975 г.] и др. В них получили свое развитие представления о роли термодинамических условий метаморфизма (в частности, концепция о фациальных сериях А. Миаширо) в рудообразовании. Сделаны попытки классификации метаморфических месторождений и установления металлогенической специализации метаморфических поясов различных петрогенетических типов.

Важное значение в металлогеническом анализе имеет вопрос о выделении рудоносных геологических формаций, в частности для докембрийских областей метаморфических формаций.

В гл. 6 охарактеризованы различные типы структурно-металлогенических зон щитов и докембрийского основания подвижных поясов по метаморфическим комплексам. Каждый комплекс имеет сложное строение, и поэтому в настоящем разделе рассматривается более подробно на уровне формаций.

Метаморфическая формация — понятие не установившееся. Сложность выделения метаморфических формаций [Половинкина Ю. Ир., 1970 г.; Хорева Б. Я., 1971 г.; Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Хлестов В. В., 1969 г., и др.] обусловлена главным образом тем, что они по своей природе являются вторичными, наложенными на ранее существовавшие геологические формации. В силу этого определение границ геологических тел, относимых к метаморфическим формациям, особенностей их состава и зональности осложняется разнообразием состава и строения первичных преобразованных геологических формаций. Однако трудности при выделении метаморфических формаций ничуть не больше, чем при выделении других вторичных формаций, например гидротермально-метасоматических или формаций кор выветривания, для которых также характерны явления унаследования состава и структур первичных пород.

В настоящее время существует несколько принципиально различных классификаций метаморфических формаций. А. А. Маракушевым [1965 г.] в основу классификации положен геохимический принцип, с выделением трех формационных рядов: эклогито-спилитового, плагиогнейсово-жедритового и мигматит-сланцевосланцевого. Генетический принцип классификации предложен Б. Я. Хо-

ревой [1968 г., 1978 г.]. Ею, вслед за Г. Ридом, выделяются монофациальные метаморфические формации, отвечающие региональному динамо-геотермическому типу метаморфизма, и полифациальные формации, отвечающие регионально-плутоническому метаморфизму.

Новый подход в типизации метаморфических образований был предпринят А. Миаширо [1961 г.], впервые выдвинувшим концепцию фациальных серий, различающихся главным образом режимом давлений. В. А. Глебовицкий [1971 г.] в основу выделения геологических типов метаморфизма предложил положить принадлежность метаморфических пород к той или иной фациальной серии, пространственную связь метаморфических явлений со структурами земной коры и их место в истории развития подвижной области и земной коры в целом. Литолого-фациальный подход был заложен в классификации Н. Л. Добрецова и др. [1969 г.]. Н. В. Соболевым была создана термодинамическая классификация метаморфических формаций.

В настоящей работе под метаморфической формацией понимается устойчивая ассоциация метаморфических пород, закономерно сочетающихся между собой и сформированных в ходе единого направленного метаморфического процесса. Это определение основывается на принципах структурно-вещественного подхода к выделению геологических формаций, развиваемых в работах Н. С. Шатского, Н. П. Хераскова, В. И. Драгунова, В. И. Васильева и других. При этом необходимо отметить, что в качестве метаморфических формаций в данном случае рассматриваются образования, только нацело сложенные метаморфическими породами, состав и строение эдукта которых реконструированы быть не может. Состав формаций определяется составом слагающих их пород и находится в функциональной зависимости от состава эдукта и термодинамических условий метаморфизма. Структура формации определяется метаморфической зональностью и является важнейшим конституционным признаком. По этому признаку выделяются две основные группы формаций: зональные и незональные (табл. 17).

Важное значение при классификации метаморфических формаций имеет их усредненный петрохимический состав (мафические, мафическо-салические, салические), принадлежность к той или иной фациальной серии метаморфизма и степень метаморфизма (табл. 18, рис. 46).

Незональные метаморфические формации относятся к андалузит-силлиманитовой (A_2 , A_3 , AB , по В. А. Глебовицкому) фациальной серии умеренно низких давлений [Глебовицкий В. А., 1973]. По степени метаморфизма они подразделяются на формации амфиболитовой и формации двух субфаций гранулитовой фации (гранат-кордиерит-силлиманит-ортоклазовой и гранат-гиперстен-кордиерит-ортоклазовой). По основности среди незональных формаций выделяются мафические, мафическо-салические и салические.

МЕТАМОРФИЧЕ
(составили Д. В. Рундквист,

Семейство формаций	Незональные				
	А ₂ , А ₃ , АБ *				
	Амфиболитовая**	Гранулитовая	Зеленосланцевая	Эпидотамфиболитовая	Амфиболитовая
Мафическое	Роговообманковых гнейсов и амфиболитов Амфиболит-гнейсовая	Амфиболитов, диопсид-роговообманковых гнейсов и кальцифиров	Двупироксеновых гранулитов, гнейсов и амфиболитов		Метабазитов и андалузитсодержащих кристаллосланцев
Мафическо-салическое		Высокоглиноземистых гранулитов и кальцифиров	Кварцит-кинцитиговая		Амфиболитов и андалузитсодержащих кристаллосланцев Зеленосланцевых диафторитов андалузит-силлиманитовой серии
Салическое	Гнейсовая Глиноземистых гнейсов и кварцито-гнейсов				Андалузитсодержащих гнейсов и кристаллосланцев Кварцитов и андалузитсодержащих гнейсов

* Фациальные серии, по В. А. Глебовицкому [1973].

** Фации метаморфизма.

СКИЕ ФОРМАЦИИ
А. М. Ларин, В. Е. Попов)

Зональные					
Б ₁ , Б ₂			Б ₂ , В		
Зеленосланцевая	Эпидотамфиболитовая	Амфиболитовая	Зеленосланцевая	Глаукофансланцевая	Гранулитовая
			Глаукофансланцевая Эклогит-глаукофансланцевая		Эклогит-гранулитовая
	Метабазитов и кианитсодержащих кристаллосланцев				
Зеленосланцевых диафторитов кианит-силлиманитовой серии	Амфиболитов и кианитсодержащих кристаллосланцев				
	Кианитсодержащих гнейсов и кристаллосланцев				
	Кварцитов и кианитсодержащих гнейсов				

РУДОНОСНОСТЬ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ И УЛЬТРАМЕТАМОРФИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ И КОМПЛЕКСОВ
(составили А. М. Ларин, В. Е. Попов, Д. В. Рундквист)

Класс формаций	Семейство формаций	Метаморфические комплексы	Метаморфические формации	Рудные формации
Метаморфический	Мафическое	Эклогит-глаукофансланцевый	Глаукофансланцевая Эклогит-глаукофансланцевая Эклогит-гранулитовая	Жалейт-глаукофановая Титановая рутитовая амфиболит-эклогитовая, жадейт-глаукофановая Титановая рутитовая амфиболит-эклогитовая Серебро-никель-кобальтовая (фаль-банд)
		Метабазит-кристаллосланцевый Метабазит-гранулитовый Гнейсово-амфиболитовый	Метабазитов и кианитсодержащих кристаллосланцев Метабазитов и андалузитсодержащих кристаллосланцев Двуокисных гранулитов, гнейсов и амфиболитов Амфиболитов, диопсид-рогообманковых гнейсов и кальцифиров Роговообманковых гнейсов и амфиболитов Амфиболит-гнейсовая	Титан-железородная эклогитовая, железородная гранулитовая Железородная амфиболит-эклогитовая Железородная амфиболитовая
Метаморфический	Салическое	Амфиболит-кристаллосланцевый Зеленосланцевых диафторитов	Амфиболитов и андалузитсодержащих кристаллосланцев Амфиболитов и кианитсодержащих кристаллосланцев Зеленосланцевых диафторитов андалузит-силлиманитовой и кианит-силлиманитовой серий	Магнетит-апатит-флогопитовая магнезиальскокарновая, апатитовая кальцифировая, лаузитовая магнезиальскокарновая Золоторудная диафторитовая
		Гнейсово-гранулитовый	Высокоглиноземистых гранулитов и кальцифиров Кварцит-кинцигитовая	Высокоглиноземистая андалузит-корундовая, высокоглиноземистая кордиерит-силлиманитовая, железородная амфиболит-гнейсовая Графитовая кинцигитовая
Ультраметаморфический	Мафическое	Высокоглиноземистых гнейсов и сланцев	Андалузитсодержащих гнейсов и кристаллосланцев Кианитсодержащих гнейсов и кристаллосланцев	Керамических и редкометалльных пегматитов, редкометалльная фельдшпатитовая, высокоглиноземистая кордиерит-силлиманитовая Керамических и слюдоносных пегматитов, высокоглиноземистая кианитовая
		Гнейсовый и гнейсово-кристаллосланцевый Гнейсово-кварцитовый	Гнейсовая Глиноземистых гнейсов и кварцитов гнейсов Кварцитов и андалузитсодержащих гнейсов Кварцитов и кианитсодержащих гнейсов	Графитовая гнейсовая, высокоглиноземистая кианитовая Гранулированного кварца и хрустальная кварцевожильная
Ультраметаморфический	Мафическое	Чарнокит-эндербит-анортитовый	Анортитовая Чарнокит-эндербитовая	Апатит-титан-железородная, высокоглиноземистая полевошпатовая Титан-железородная эндербитовая
		Гнейсово-гранодиоритовый Мигматит-гранитовый	Гнейсово-гранодиоритовая Мигматит-гранитовая	— Керамических и слюдоносных пегматитов, керамических и редкометалльных пегматитов, редкометалльная фельдшпатитовая

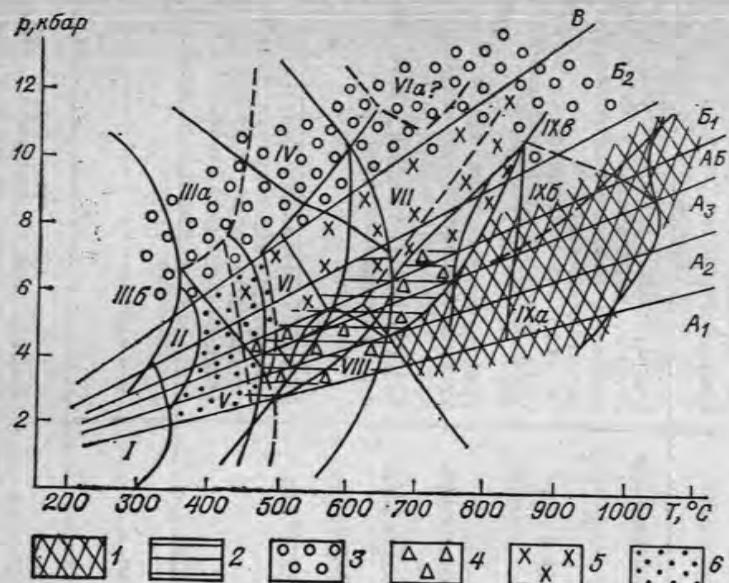


Рис. 46. Положение главных типов метаморфических формаций на p - T -диаграмме В. А. Глебовицкого [1973].

1 и 2 — группа зональных метаморфических формаций соответственно гранулитовой и амфиболитовой фации; 3—6 — группа зональных метаморфических формаций: 3 — формации эклогит-гранулит-глаукофансланцевого комплекса, 4 — диафторитовые формации амфиболитовой фации низких давлений, 5 — диафторитовые формации амфиболитовой фации умеренных давлений; 6 — диафторитовые формации зеленосланцевой фации. Остальные обозначения соответствуют схеме фаций В. А. Глебовицкого. I — IX — фации: I — цеолитовая, II — пумпеллит-актинолитовая, IIIa — глаукофанлавсонитовая, IIIb — глаукофан-поизитовая, IV — поизит-кианит-кварцевых сланцев, V — зеленых сланцев, VI — эпидотовых амфиболитов, VIIa — кванитовых эклогитов, VIIb — альмандиновых амфиболитов, VIII — куммингтонитовых амфиболитов, IX — гранулитовая, субфации низких (IXa), умеренных (IXb) и высоких (IXв) давлений; A₁, A₂, A₃, AB, B₁, B₂, B — фациальные серии.

Зональные метаморфические формации подразделяются на три группы: андалузит-силлиманитовой (A₂, A₃, AB низких давлений), кианит-силлиманитовой (B₁, B₂ умеренных давлений) и преимущественно жадеит-глаукофановой (B₂, B, высоких давлений) фациальных серий. Первые две группы метаморфических формаций являются по своей природе диафторическими. Большая их часть образуется при высокотемпературном диафторезе (амфиболитовая и эпидот-амфиболитовая фации), меньшая часть — при низкотемпературном зеленосланцевом диафторезе зональных метаморфических формаций. По степени основности среди них выделяются мафические, мафическо-салические и салические формации. Третья группа зональных метаморфических формаций (эклогит-глаукофансланцевый комплекс) сложена почти исключительно породами мафического состава, метаморфизованными в условиях гранулитовой, глаукофансланцевой и зеленосланцевой фаций.

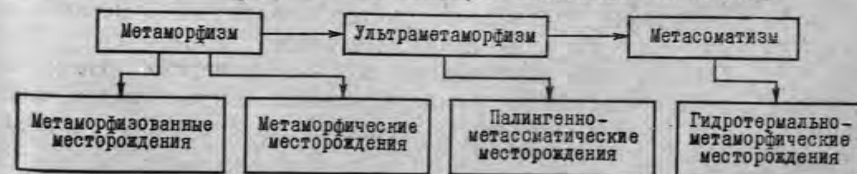
Незональные метаморфические формации имеют архейский возраст и широко распространены в пределах древних платформ, щитов и срединных массивов. Общим для этих формаций является

ареальный характер метаморфизма, его монофациальность и совпадение метаморфических преобразований со стратиграфическими границами. Метаморфизм имеет синкинематический характер. С метаморфическими формациями данной группы генетически (или парагенетически) связаны три ультраметаморфические формации: анортозитовая, чарнокит-эндербитовая и гнейсово-гранодиоритовая. Первые две ассоциируют с метаморфическими формациями гранулитовой фации, последняя — с формациями амфиболитовой фации.

Зональные метаморфические формации мафического профиля фациальной серии B₂, B, по В. А. Глебовицкому (см. табл. 17), — эклогит-глаукофансланцевый комплекс — начинают появляться в истории развития земной коры с раннего протерозоя. Они приурочены к зонам глубинных разломов, разделяющих крупные геоблоки земной коры, и образуются в начальные (доскладчатые) стадии развития подвижных поясов в пределах эвгеосинклинальных зон. В плане они образуют узкие (10—15 км), протяженные (более 1000 км) пояса, обычно ассоциирующие с офиолитовыми и гипербазитовыми поясами.

Зональные диафторические формации амфиболитовой фации по гранулитам широко развиты на территориях щитов, срединных массивов и в фундаменте постархейских складчатых областей. Они обычно тяготеют к зонам развития протерозойских или более молодых супракрустальных толщ, а также к глубинным долгоживущим разломам, разделяющим различные структурно-формационные зоны. Морфологически они представляют собой вытянутые зоны (метаморфические пояса) либо изометрические овальные в плане кольцевые и полукольцевые структуры, окаймляющие гнейсово-гранитовые купола. Как правило, высокотемпературные диафторические преобразования глубокометаморфизованных архейских толщ связаны с прогрессивным региональным метаморфизмом сопряженных прото- или геосинклинальных зон, соответствующим региональному плутоно-метаморфизму, в понимании Г. Рида и Б. Я. Хоревой, и проявляющемуся на инверсионных стадиях развития подвижных зон. С метаморфическими формациями этой группы тесно ассоциируют ультраметаморфические образования мигматит-плагногранитовой и мигматит-гранитовой формаций.

Региональный метаморфизм обычно сопровождается явлениями ультраметаморфизма и метасоматизма, проявляющегося в регрессивную (постмигматитовую) стадию метаморфизма. Между этими процессами и процессами рудообразования в общем случае намечается определенная связь, показанная на схеме.



Образование (и преобразование) полезных ископаемых происходит на всех стадиях этого единого направленного процесса. На собственно метаморфической стадии происходит преобразование первичных дометаморфических руд. Образующиеся при этом месторождения относятся к классу метаморфизованных или прометаморфических. Кроме того, на этой стадии формируются и метаморфические месторождения. Масштабы миграции компонентов в ходе протекания собственно метаморфических процессов обычно невелики, и идут главным образом процессы локального перераспределения первичнорассеянного рудного вещества. При этом происходит его перекоцентрация, переход в иные минеральные формы. К данному классу месторождений относятся проявления графита, некоторых высокоглиноземистого сырья, титановые проявления в эклогитах.

В ходе развития ультраметаморфических процессов образуются месторождения палингенно-метасоматического типа. К ним относятся месторождения керамических, сплюдоносных и редкометалльных пегматитов и др.

С метасоматическими процессами регрессивной стадии регионального метаморфизма (щелочной, алюмокремниевый, железомagneзиально-кальциевый метасоматизм) связаны гидротермально-метаморфические месторождения. К ним относятся месторождения высокоглиноземистого сырья, кварца, золота, редких металлов, флогопит-железорудные скарновые месторождения и др.

Рудоносность метаморфических формаций в общем случае определяется составом пород этих формаций (и их геохимической специализацией), термодинамическими условиями метаморфизма, среди которых наиболее важное значение имеют режим давлений (фациальные серии) и степень метаморфизма (фации). Существенную роль играет также степень проявленности ультраметаморфических и метасоматических процессов.

Наиболее важное и определяющее значение в минерагенической специализации метаморфических формаций, как явствует из табл. 18, имеет состав слагающих их пород. По степени основности выделено три семейства формаций: мафическое, мафическо-салическое и салическое. Каждое семейство включает в себя как зональные, так и незональные формации, относящиеся к разным фациальным сериям.

МАФИЧЕСКИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

В это семейство входят формации, объединенные в эклогит-глаукофансланцевый, метабазит-кристаллосланцевый, метабазит-гранулитовый и гнейсово-амфиболитовый комплексы (см. табл. 18). Общим для мафических метаморфических формаций является преимущественно сидерофильная металлогеническая специализация (титан, железо, в меньшей мере серебро, никель, кобальт).

Глаукофансланцевая формация широко распространена в мезозойских и в меньшей мере палеозойских складчатых поясах Камчатки, Сахалина, Японии, Альп, Калифорнии. Метаморфическая зональность проявлена достаточно отчетливо [Добрецов Н. Л., Пономарева Л. Г., 1965 г.]. Осевые части метаморфических поясов сложены глаукофановыми сланцами, периферические — метаморфизованы в фации зеленых сланцев. Характерные минеральные парагенезисы, отвечающие жадеит-глаукофановой фациальной серии (в ряду по убыванию степени метаморфизма):

Гл + Эп + Лавс + Хт;
Гл + Идд + Эп + Пумп;
Акт + Эп + Пумп + Хл.

Металлогеническая специализация этой формации мало изучена. Отмечается приуроченность к ней жадеит-глаукофановых проявлений. Кроме того, Н. Л. Добрецов [1970 г.] связывает с образованиями глаукофансланцевой метаморфической формации силикатно-марганцевые месторождения Японии и некоторые медные колчеданные месторождения Альп.

Эклогит-глаукофансланцевая формация широко распространена на Южном Урале (максютовский комплекс) и Полярном Урале. Близкий тип метаморфических образований, по данным Е. Д. Шлыгина, обнаружен и среди докембрийских пород зерендинской серии Кокчетавского массива. Возраст формации отвечает рифею — раннему палеозою. Метаморфическая зональность проявлена неотчетливо. Намечается лишь тенденция к локализации в осевой части комплекса существенно эклогитовых пород и эклогитов, постепенно сменяющихся к периферии гранат-глаукофановыми сланцами с реликтами эклогитов, сланцами с дистеном, хлоритоидом, кросситом и еще дальше зелеными сланцами. Данная формация занимает промежуточное положение между дистен-силлиманитовой и жадеит-глаукофановой фациальными сериями.

Металлогеническая специализация ее к настоящему времени еще недостаточно изучена. Однако отмечается приуроченность к ней рутиловых проявлений титановой рутиловой амфиболит-эклогитовой рудной формации. На Южном Урале к объектам этого типа относится Шубинское месторождение. Рутиловое оруденение приурочено к телам эклогитов и эклогитоподобных пород, состоящих из граната, омфацита, глаукофана, кварца и мусковита. Кроме того, с метаморфическими породами этой формации связаны проявления жадеита и глаукофана.

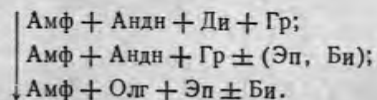
Эклогит-гранулитовая формация впервые была выделена в протерозое Балтийского щита В. А. Глебовицким [1973] и описана как лапландский тип гранулитов. Аналогичные образования были выявлены в Сурамском районе Алданского щита А. А. Маракушевым и др. [1962 г.]. По-видимому, и «саксонские гранулиты», и ассоциирующие с ними эклогиты относятся

к этой же формации. Рассматриваемый тип метаморфических образований характерен для областей древних щитов и приурочен к глубинным разломам и зонам надвигов, которые В. А. Глебовицкий и др. [1976 г.] рассматривают как древний докембрийский аналог зон Беньюфа—Заварицкого.

Метаморфическая зональность симметрична по отношению к осевой части пояса. Согласно данным А. А. Прияткиной, в лапландском типе гранулитов выделено четыре метаморфические зоны от центра к периферии: 1) зона гранат-гиперстеновых сланцев с характерным парагенезисом высокоглиноземистого гиперстена, граната с существенной примесью гроссуляровой молекулы и плагиоклаза; 2) зона эклогитов с типоморфным парагенезисом клинопироксена, обогащенного жадеитовой молекулой и молекулой Чермака, и граната с существенной примесью пироповой и гроссуляровой молекул; 3) зона гранатовых амфиболитов и амфибол-плагиоклазовых сланцев, нередко содержащих реликтовые парагенезисы гранулитовой фации и минералы эклогитов; 4) зона мигматитов, отчетливо накладывающаяся на породы амфиболитовой фации метаморфизма. Метаморфические образования формировались в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма высоких давлений (тип Б₂).

Металлогеническая специализация эклогит-гранулитовой метаморфической формации слабо изучена, однако можно отметить ряд рутиловых проявлений (титановая рутиловая амфиболит-эклогитовая рудная формация) платиноидную минерализацию в ассоциации с телами эклогитов, эклогитоподобных пород и амфиболитов. На Среднем Урале к этой формации, по-видимому, относится Кузнечихинское титановое месторождение.

Формация метабазитов и кианитсодержащих кристаллосланцев проявлена на Балтийском щите в пределах Беломорского мегаблока и объединяет метаморфические образования так называемого «друзитового комплекса». Наиболее характерными породами этой формации являются офиолиты, образующие протяженные пояса. Кроме них в составе формации участвуют различные мезо- и меланократовые кристаллические сланцы и гнейсы, метаморфизованные в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма умеренных давлений (кианит-силлиманитовая фациальная серия). Типоморфные минеральные парагенезисы для метабазитов (в ряду по убыванию степени метаморфизма):



При этом характерна ассоциация высокоглиноземистой чермакитовой роговой обманки с алмандиновым гранатом, что свидетельствует о повышенных давлениях метаморфических преобразований.

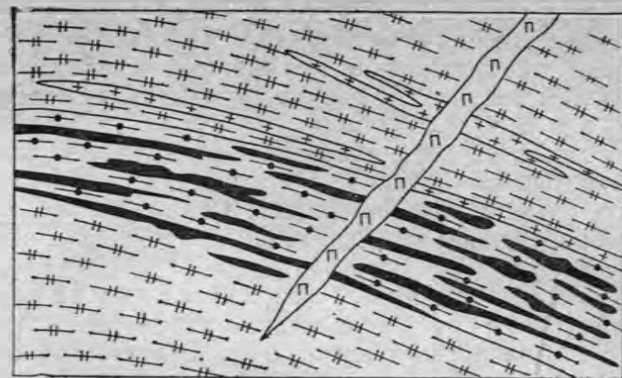


Рис. 47. Схема строения фальбандовой рудной зоны губы Медвежьей в Северной Карелии (по В. Е. Попову [1975]).

1 — кобальтсодержащие халькопирит-пирит-пирротинные руды; 2 — гранат-амфиболовые мелкозернистые гнейсы; 3 — амфибол-гранатовые неравнозернистые гнейсы и амфиболиты; 4 — аплитовидные граниты; 5 — пегматиты.

С этой формацией связано специфическое оруденение, известное в литературе как фальбанд. На территории СССР рудопроявления данного типа, отнесенные к серебро-никель-кобальтовой формации, развиты в центральной части Беломорско-Лапландской зоны Балтийского щита (рудопроявления Порьей губы, Кивгубское, острова Кереть, Волчьей тундры и др.). Рудные тела, по данным Д. С. Белянкина, Б. М. Куплетского [1921 г.], В. Е. Попова и др. [1975 г.], С. И. Турченко [1978 г.], представлены согласными зонами густовкрапленных и прожилково-вкрапленных сульфидных руд (рис. 47), реже встречаются сульфидные жилы и рудные брекчии. Они залегают среди амфиболитов, метабазитов и меланократовых гнейсов керетьской, гридинской, хетолаббинской, порьегубской и других свит беломорской серии архея. Главным рудным минералом является пирротин, кроме него присутствуют пирит, арсенопирит, халькопирит, сфалерит, марказит, пентландит, молибденит. На территории Норвегии и Швеции известны промышленные месторождения этого типа (Конгсберг, Снарум, Скуттеруд). Кобальт в этих месторождениях связан с кобальтоносным пиритом.

Формация метабазитов и андалузитсодержащих кристаллосланцев развита в западной части Алданского щита в Олекминской структурной зоне в составе курультинской серии раннего архея, в восточной и западной частях Украинского щита в составе бугско-днестровской серии и др. По составу рассматриваемая формация мало отличается от формации метабазитов и кианитсодержащих кристаллосланцев. Главное отличие

заклучается в отсутствии кианитсодержащих минеральных парагенезисов. Типичным для этой формации является развитие в ходе диафторических преобразований куммингтонита по пироксенсодержащим породам эдукта [Гранулитовая фация метаморфизма, 1972 г.].

Металлогеническая специализация формации еще очень слабо изучена. К настоящему времени нет данных о каком бы то ни было оруденении в связи с этой формацией. Однако не исключена возможность обнаружения в ассоциации с ней оруденения типа фальбанд.

Формация двупироксеновых гранулитов, гнейсов и амфиболитов проявлена на территориях Алданского, Балтийского и Анабарского щитов и на Белорусском кристаллическом массиве. В состав формации входят гиперстенсодержащие, двупироксеновые, гранат-диопсидовые, гранат-двупироксеновые, диопсид-авгитовые и другие меланократовые гнейсы и кристаллические сланцы, гранулиты, эклогитоподобные породы, амфиболиты, гранатовые амфиболиты и в меньшей мере кварциты и кальцифиры. Наиболее характерными минеральными парагенезисами пород этой формации, отвечающими гранат-гиперстен-кордиерит-ортоклазовой субфации гранулитовой фации метаморфизма, являются: Гип+Ди+Пл; Гип+Гр+Жед+Пл; Гип+Авг+Пл+Гр.

На Алданском щите метаморфические породы формации двупироксеновых гранулитов, гнейсов и амфиболитов развиты в курультинской серии и в карурахской свите кабактинской серии архея. На Балтийском щите образования этой формации развиты в составе архейских метаморфических толщ Беломорского и Кольского мегаблоков (тулосозерская, алакуртинская, гридинская свиты). На Белорусском кристаллическом массиве они слагают неманскую серию. На Анабарском щите эта формация входит в состав далдынской серии.

С метаморфическими образованиями формации двупироксеновых гранулитов, гнейсов и амфиболитов ассоциируют месторождения титан-железородной эклогитовой и железородной гранулитовой формаций. Титан-железородные месторождения развиты в Кореличской зоне Белорусского кристаллического массива (Новоселковское месторождение, рудопроявления Южное, Долгановка и др.). Залежи ильменит-магнетитовых руд ассоциируют с двупироксеновыми кристаллосланцами, пироксеновыми гнейсами и амфиболитами неманской серии архея. Кроме магнетита и ильменита в рудах присутствуют пирротин, пирит, халькопирит, алмандин, скаполит, апатит. Относительно генезиса этих руд нет единой точки зрения. Ряд исследователей связывают оруденение этого типа с основными интрузиями, преобразованными в ходе последующего метаморфизма в основные гранулиты, кристаллосланцы и гнейсы, другие же рассматривают генезис руд в связи с мобилизацией первично рассеянного в кристаллических сланцах железа и титана в процессе регионального метаморфизма с перекристаллизацией минералов в регрессивную стадию [Геология..., 1976].

Месторождения железородной гранулитовой формации проявлены на Алданском щите и приурочены к архейским блокам Олекминской структурно-формационной зоны. Месторождения этого типа (Деван-Крабли, Таас-Миэлс, Деван и др.), обычно небольшие по размерам, развиты среди метаморфических образований курультинской серии. Пласты магнетитовых кварцитов, по данным Т. В. Билибиной и З. Н. Балашовой [1976 г.], залегают в пачке антофиллит-пироксеновых, амфиболовых, биотит-амфиболовых гнейсов и амфиболитов.

Формация амфиболитов, диопсид-роговообманковых гнейсов и кальцифиров широко развита среди архейских образований Алданского щита в составе тимптонской серии и, возможно, в федоровской и илжеской свитах иенгурской серии. На Балтийском щите метаморфические образования этой формации развиты в «гранулитовом комплексе» Лапландского и Мурманского блоков. На Анабарском щите эта формация проявлена в верхнеанабарской серии. В состав формации входят гиперстенные и диопсидовые кристаллические сланцы, гиперстенные, диопсидовые и диопсид-амфиболовые гнейсы, амфиболовые и биотит-амфиболовые кристаллические сланцы, амфиболиты, биотитовые, гранатовые, биотит-гранатовые кристаллические сланцы с силлиманитом и кордиеритом, мраморы, кальцифиры и скарноподобные породы, реже встречаются кварциты. Метаморфические породы этой формации сформированы в условиях гранат-кордиерит-силлиманит-ортоклазовой субфации гранулитовой фации метаморфизма. Наиболее характерными минеральными парагенезисами пород формации являются: Гип+Авг+Гр; Гип+Авг+Пл+Гр; Ро+Пл±±(Би); Гип+Ро+Ди+Пл; Гип+Ро+Пл. Для кальцифиров характерны ассоциации: Кал+Дол+Ди+Пл±(Гип, Фг); Ди+Фо+Кал; Фо+Дол+Кал. Для скарноидов типоморфными являются парагенезисы: Вол+Ди+Кал+Кв; Вол+Грс+Ди+Скп+Кал+Кв; Андр+Ди+Пл+Кв.

С метаморфическими образованиями связаны месторождения железородной амфиболит-эклогитовой формации. Они проявлены в юго-восточной части Алданского щита в породах тимптонской серии и представлены кварц-гиперстен-магнетитовым минеральным типом [Геологические формации и металлогения Алданского щита, 1976 г.]. Пластовые и линзообразные залежи магнетитовых руд приурочены к пачке переслаивания гиперстенных, двупироксеновых, магнетит-андрадит-гиперстенных, силлиманитовых гнейсов, амфиболитов, кристаллических сланцев и гранулитов (рис. 48). Магнетитовые руды нередко ассоциируют с зонами окварцевания.

Формация роговообманковых гнейсов и амфиболитов широко развита на Балтийском и Алданском щитах. На Балтийском щите в Центральнокольском блоке она объединяет метаморфические породы чудзъяврской, заимандровской, пинкельяврской свит кольской серии. На Алданском щите эта формация представлена образованиями борсалинской серии

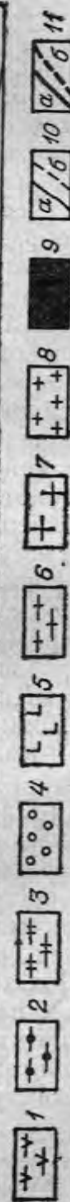
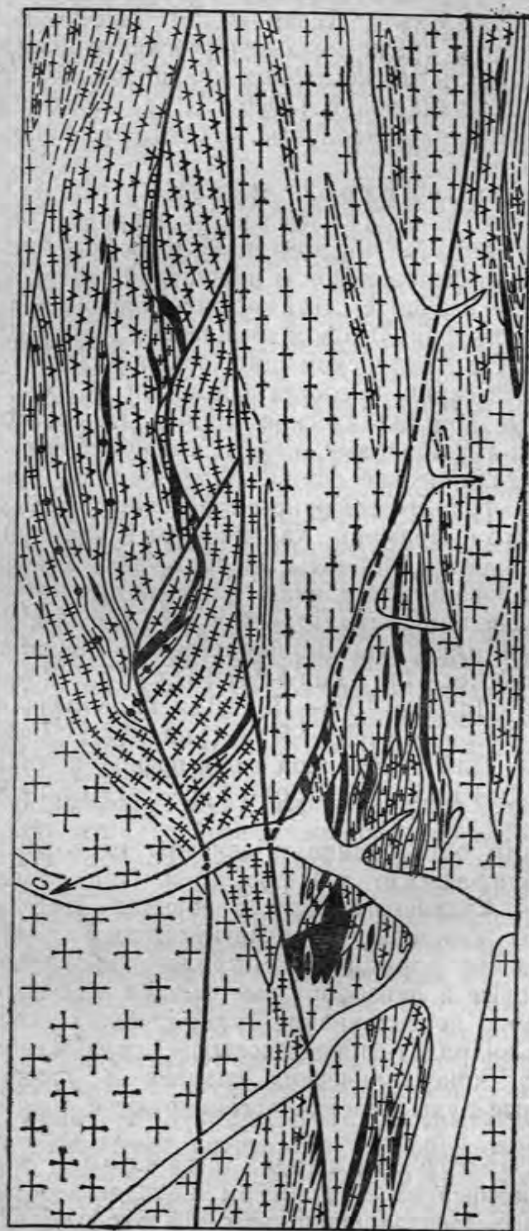


Рис. 48. Схематическая геологическая карта Байкальского железорудного месторождения (железородная амфиболит-эклотитовая формация (по А. М. Дымкину и С. В. Саразу [1979])).

1 — основные кристаллосланцы; 2 — глиноземистые сланцы; 3 — силлиманитовые кварциты; 4 — эпидиты; 5 — ортоамфиболиты; 6 — чарнокиты и чарнокитизированные основные кристаллосланцы; 7 — гнейсо-граниты; 8 — граниты, сyenиты, пегматиты; 9 — рудные тела; 10 — геологические границы прослеженные (а) и предполагаемые (б); 11 — тектонические контакты прослеженные (а) и предполагаемые (б).

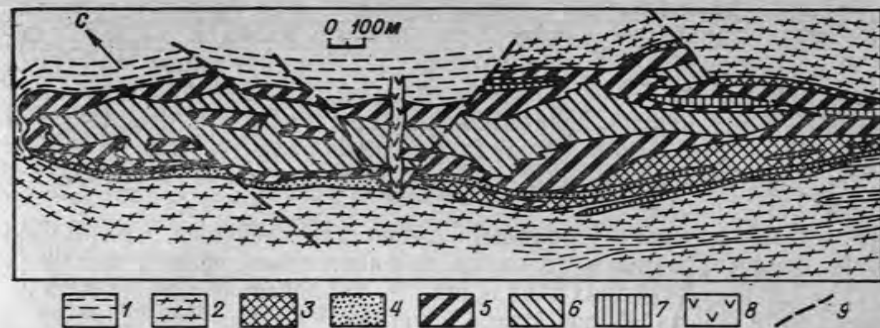


Рис. 49. Схематическая геологическая карта Оленегорского месторождения (железородная амфиболитовая формация) (по В. В. Жданову [1974 г.]).

1 — амфиболовый гнейс и амфиболит; 2 — куммингтонитовый сланец; 3 — микроклинит; 4 — пироксен-плагноклазовый скарноид; 5 — пироксен-амфибол-магнетитовый кварцит; 6 — амфибол-гематитовый кварцит; 7 — куммингтонитовый кварцит; 8 — габбро; 9 — тектонические нарушения.

в пределах Олекминской структурно-формационной зоны. В составе формации преобладают биотит-амфиболовые, амфиболовые, диопсид-амфиболовые гнейсы и кристаллические сланцы, амфиболиты и магнетитовые кварциты. В меньшей мере развиты биотитовые, гранат-биотитовые, силлиманит- и кордиеритсодержащие гнейсы, мраморы и кальцифиры. Метаморфические породы этой формации образовались в условиях амфиболитовой фации метаморфизма низких и средних давлений серии A_2 и A_3 . Типоморфные минеральные парагенезисы: Амф+Пл± (Эп, Би); Амф+Ди+Пл± (Кв, Му).

Металлогеническая специализация метаморфической формации роговообманковых гнейсов и амфиболитов определяется приуроченностью к ней железорудных месторождений (железородная амфиболитовая формация). На Кольском полуострове к образованиям этой формации относятся месторождения Пинкельяврско-Половинной и Шонгуй-Волшпахской групп. К ним же, по данным В. В. Жданова и Т. П. Малковой [1974 г.], относятся месторождения Заимандровского рудного района (Оленегорское, Кировоградское и др.). Месторождения приурочены к метаморфическим толщам кольской серии и локализуются в узких линейных прогибах (рис. 49). Вмещающие породы представлены амфиболовыми, биотит-амфиболовыми гнейсами, амфиболитами, лептитам. Пласты железистых кварцитов залегают согласно с вмещающими породами. Форма тел преимущественно пластовая и линзообразная. По составу выделяются пироксен-магнетитовые, пироксен-амфибол-магнетитовые, роговообманково-магнетитовые, пироксен-магнетит-гиперстенные и другие типы руд. Характерна тесная ассоциация руд с различными скарнами и скарноподобными породами.

Амфиболит-гнейсовая формация в наиболее типичном виде проявлена на Балтийском щите и представлена метамор-

фическими образованиями хетоламбинской и лувенгской свит беломорской серии в пределах Беломорского блока и кольской серии в Центральнокольском блоке. Преобладающими породами в составе формации являются биотит-амфиболовые и амфиболовые мезократовые нередко гранатсодержащие гнейсы с прослоями и линзами амфиболитов. В меньшей мере развиты биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы, гранат-полевошпатовые и скаполит-цизитовые породы.

Метаморфические породы амфиболит-гнейсовой формации были сформированы в условиях амфиболитовой фации метаморфизма низких—средних давлений. Металлогеническая специализация этой формации еще слабо изучена.

МАФИЧЕСКО-САЛИЧЕСКИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

В эту группу входят формации, объединенные в амфиболит-кристаллосланцевый, зеленосланцевых диафторитов и гнейсово-гранулитовый метаморфические комплексы (см. табл. 18). Для них определяющими являются нерудные полезные ископаемые (графит, лазурит, корунд, силлиманит, флогопит, апатит). Из рудных элементов характерны только железо и золото.

Формация амфиболитов и андалузитсодержащих кристаллосланцев проявлена среди образований федоровской и илжекской свит иенгской серии Алданского щита в зонах протерозойского диафтореза. Среди метаморфических пород этой формации широко развиты амфиболиты, амфиболовые сланцы, биотит-амфиболовые и амфиболовые гнейсы и кристаллические сланцы с диопсидом, гранатом и силлиманитом, а также кальцифиры, мраморы, скарны и скарноиды. Наиболее характерные минеральные парагенезисы для пород основного состава и кальцифиров (в ряду по убыванию степени метаморфизма):

Амф + Анд + Гр + Би;	Кал + Фо + Шп;
Амф + Анд + Би;	Кал + Ди + Тр;
Амф + Олг + Эп (± Би);	Кал + Дол + Тр.

Металлогеническая специализация формации определяется приуроченностью к ней железорудных и флогопит-apatитовых месторождений Алданского щита (магнетит-apatит-флогопитовая магнезиальноскарновая рудная формация). Месторождения данного типа достаточно подробно освещены в литературе [Кобеляцкий И. А., 1965 г.; Маракушев А. А., 1958 г.; Михайлов Д. А., 1955 г.; Шабынин Л. И., 1955 г., и др.]. Они локализируются в пределах Алдано-Тимптонского мегантиклинория и приурочены к метаморфическим образованиям федоровской свиты иенгской серии раннего архея. Существенно железорудные месторождения (Таежное, Магнетитовое, Леглиерское, Тимптонское, Сивачи, Пионерское, Десовское и др.) тяготеют к средней подсвите федоровской серии. Рудные залежи преимущественно магнетитового состава локализируются на контактах карбонатных горизонтов

и алюмосиликатных пород в зонах протерозойской мигматизации. Карбонатные породы превращены в магнезиальные скарны и кальцифиры. Оруденение тяготеет к флексурным изгибам крыльев крупных синклинальных складок. В рудах некоторых месторождений отмечаются повышенные содержания меди, кобальта, ванадия, молибдена, вольфрама. Магнетит находится в парагенетической ассоциации с диопсидом, форстеритом, хондродитом, клиногумитом, шпинелью, флогопитом, паргаситом, андрадитом, серпентином и др.

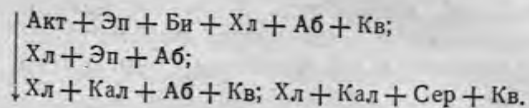
Флогопитовые и апатитовые проявления нередко ассоциируют с магнетитовыми, но развиты значительно шире. Наиболее крупные месторождения флогопита (Зимнее, Медведевское, Леглиерское, Южное, Болотное и др.) сложены жильными, линзовидными телами среди пород диопсидового состава, обычно на контакте карбонатных и алюмосиликатных пород. Протяженность зон развития флогопитовой минерализации достигает нескольких сотен метров, ширина — десятки метров. В составе флогопитовых залежей присутствуют диопсид, роговая обманка, паргасит, скаполит, шпинель, серпентин, ортоклаз, кальцит, апатит, магнетит, сульфиды. Формирование магнезиальных скарнов, скарноидов и ассоциирующего с ними магнетитового и флогопитового оруденения многие исследователи [Михайлов Д. А., Левченков О. А., 1971 г., и др.] связывают с постмигматитовым железисто-магнезиально-кальциевым метасоматизмом в зонах развития диафтореза амфиболитовой фации в среднепротерозойское время. К близкому типу образований относятся и лазуритовые месторождения Таджикистана (Памира) и Афганистана.

Формация амфиболитов и кианитсодержащих кристаллосланцев широко проявлена в Беломорско-Лапландской зоне Балтийского щита в составе хетоламбинской и лоухской свит беломорской серии архея. По составу рассматриваемая формация сходна с формацией амфиболитов и андалузитсодержащих кристаллосланцев. Основное отличие заключается в отсутствии андалузит- и кордиеритсодержащих минеральных парагенезисов, а также в крайне слабой распространенности карбонатных пород.

Металлогеническая специализация этой формации к настоящему времени практически не изучена.

Формации комплекса зеленосланцевых диафторитов широко развиты во всех регионах и обычно пространственно сопряжены с зонами прогрессивного регионального метаморфизма. Для них характерна приуроченность к глубинным региональным разломам, выраженным зонами вторичного рассланцевания, катаклаза и blastomylonitization. Ширина зон диафтореза варьирует от первых километров до 15—20 км при значительной протяженности. Метаморфическая зональность для них крайне слабо выражена. На Алданском щите С. П. Кориковским и Ю. Б. Казминым [1964 г.] в диафторитах эпидот-хлорит-серпичитового, эпидот-амфиболового и других составов, связанных со становой орогенной

и развивающихся преимущественно по двупироксен-роговообманковым мезократовым гнейсам, выделены три ступени метаморфических преобразований. Наиболее характерные минеральные парагенезисы диафторитов зеленосланцевой фации (в ряду по убыванию степени метаморфизма):



Среди рассматриваемых образований условно выделены две формации: зеленосланцевых диафторитов андалузит-силлиманитовой серии и зеленосланцевых диафторитов кианит-силлиманитовой серии. Условно потому, что к настоящему времени разделение метаморфических пород зеленосланцевой фации на фациальные серии во многих случаях затруднительно.

С диафторитами зеленосланцевой фации в южной части Алданского щита ассоциируют непромышленные золоторудные проявления в кварцевых и карбонат-кварцевых жилах. Золото связано в основном с пиритом. В состав жил также входят халькопирит, сфалерит, галенит и др. Близкие золоторудные проявления, по данным В. А. Буряка [1963 г.], имеются в Ленском районе.

Формация высокоглиноземистых гранулитов и кальцифиров широко развита на территориях щитов. На Балтийском щите метаморфические образования этой формации развиты в «гранулитовом комплексе» (лоттинская, ярунокская свиты), в кольской серии (волшпахская свита). Наиболее широко она проявлена в Беломорском мегаблоке. На Алданском щите образования рассматриваемой формации развиты в составе улунгинской и суннагинской свит тимптонской серии. На Украинском щите — в составе станишевской свиты тетеревской серии. Породы формации представлены в основном гранат-биотитовыми кордиерит- и силлиманитсодержащими высокоглиноземистыми гнейсами, переслаивающимися с основными кристаллосланцами, гранулитами, корунд-шпинелевыми породами, кварцитами и в меньшей мере амфиболитами, кальцифирами и мраморами. Метаморфические образования формировались в условиях гранат-кордиерит-силлиманит-ортоклазовой субфации гранулитовой фации метаморфизма. Типоморфные минеральные парагенезисы формации: $\text{Гр} + \text{Би} + \text{Сил}$; $\text{Гр} + \text{Ко} + \text{Би}$; $\text{Гр} + \text{Ко} + \text{Сил}$; $\text{Гип} + \text{Гр} + \text{Би}$; $\text{Гип} + \text{Гр} + \text{Ко} + \text{Би}$; $\text{Гип} + \text{Ко} + \text{Би}$.

Металлогеническая специализация рассматриваемой формации еще недостаточно изучена, однако необходимо отметить наличие на Украинском щите мелких проявлений корунда в силифицированных мраморах, кварцитах и высокоглиноземистых кристаллических сланцах. На Алданском щите известны многочисленные непромышленные проявления силлиманита, образующего маломощные линзовидные тела и прослои в кристаллических сланцах

и гнейсах. С силлиманитом тесно ассоциируют кордиерит, графит, корунд.

Кварцит-кинцитговая формация развита на Украинском, Балтийском, Алданском щитах. В пределах последнего метаморфические образования формации входят в состав верхнеалданской свиты иенгрской серии, слагающей ядра антиклинальных складок в Алдано-Тимптонском мегантиклинории. В составе формации преобладают кварциты нередко биотит-, силлиманит- и магнетитсодержащие, биотитовые, силлиманит-биотитовые, силлиманит-биотит-гранатовые, силлиманит-биотит-кордиеритовые гнейсы, гиперстен-амфиболовые и двупироксеновые кристаллосланцы, графитсодержащие кинциты, реже встречаются мраморы, кальцифиры и скарноиды. Метаморфические породы сформировались в условиях гранат-гиперстен-кордиерит-ортоклазовой субфации гранулитовой фации метаморфизма. Типоморфные минеральные парагенезисы формации: $\text{Гип} + \text{Ко} + \text{Сил}$; $\text{Гр} + \text{Гип} + \text{Сил}$; $\text{Гип} + \text{Сапф} + \text{Би}$; $\text{Гр} + \text{Гип} + \text{Ди} + \text{Пл}$; $\text{Гр} + \text{Ди} + \text{Гип} + \text{Амф} + \text{Пл}$.

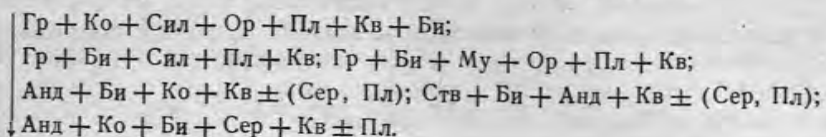
На Алданском щите в ассоциации с биотит-гранатовыми, биотитовыми гнейсами и кристаллическими сланцами иенгрской серии известен ряд рудопроявлений графита. Линзовидные и пластовые тела графита, с которым обычно ассоциирует силлиманит, имеют протяженность до 10 м, при мощности около 1—2 м.

САЛИЧЕСКИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

В эту группу входят формации, объединенные в комплексы высокоглиноземистых гнейсов и сланцев, гнейсово-кристаллосланцевый, гнейсовый и гнейсово-кварцитовый комплексы (см. табл. 18). Металлогеническая специализация этих формаций определяется главным образом редкометальным оруденением в пегматитах и фельдшпатолитах и глиноземистым сырьем. Из нерудных полезных ископаемых характерны мусковит, керамическое сырье, кварц.

Формация андалузитсодержащих гнейсов и кристаллосланцев широко проявлена в зонах протерозойского диафтореза амфиболитовой фации на всех щитах. На Балтийском щите она проявлена среди архейского фундамента Центральнокарельского мегаблока, на Украинском щите среди метаморфических образований тетеревской серии и на Алданском щите в Олекминской и Джугджуро-Становой структурных зонах в составе позднеархейской катугинской серии. Среди пород этой формации наряду с нормальными биотитовыми и амфибол-биотитовыми гнейсами широко развиты высокоглиноземистые гнейсы и кристаллические сланцы с андалузитом, ставролитом, кордиеритом, силлиманитом, гранатом. Амфиболиты, амфиболовые сланцы и мраморы в составе формации развиты ограниченно. Степень метаморфизма пород формации варьирует от амфиболитовой до

эпидот-амфиболитовой фации. Типоморфные минеральные парагенезисы (в ряду по убыванию степени метаморфизма):

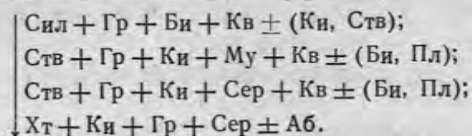


Металлогенический облик этой формации определяется месторождениями керамических и редкометальных пегматитов, редкометальных проявлений в фельдшпатолитах, глиноземистого сырья. Поля керамических и редкометальных пегматитов, ассоциирующие с метаморфическими образованиями рассматриваемой формации, широко развиты на Балтийском и Алданском щитах. Пегматитовые поля обычно тяготеют к зонам развития мигматизации и к плутонам ультраметаморфических гранитоидов мигматит-гранитовой формации. Редкометальная специализация пегматитов, как было показано в ряде работ [Родионов Г. Г., 1964 г., Великославинский Д. А., Соколов Ю. М., Глебовицкий В. А., 1970 г., и др.], определяется типом метаморфизма (фациальной серией). Так, в районах с региональным метаморфизмом андалузит-силлиманитового типа пегматиты имеют преимущественно редкометальную специализацию. Редкометальные месторождения другого типа (редкометальная фельдшпатолитовая рудная формация) развиты в западной части Алданского щита. Проявления этого же типа отмечены на Балтийском и Украинском щитах.

Месторождения и проявления высокоглиноземистой кордиерит-силлиманитовой рудной формации известны на Украинском щите (Корнинское, Брыловское и др.) и на Балтийском щите. Формирование месторождений происходит в регрессивную (постмигматитовую) стадию метаморфизма и связано с метасоматическими процессами кислотного выщелачивания и железисто-магнезиально-кальциевого метасоматизма. По данным В. А. Глебовицкого и С. А. Бушмина [1979 г.], метасоматиты зоны кислотного выщелачивания имеют преимущественно кварц-силлиманитовый состав. На флангах этих зон развиты кордиерит-силлиманитовые, кордиерит-гранат-силлиманитовые, кордиеритовые метасоматиты. Наряду с силлиманитом и кордиеритом в рудных залежах присутствуют графит, корунд и др.

Формация кианитсодержащих гнейсов и кристаллосланцев развита в юго-западной части Алданского щита в Пристановой структурной зоне среди образований зверевской серии, в Джугджуро-Становой складчатой области в раннеархейской каларской серии, на Балтийском щите в лоухской, енской и других толщах Беломорского мегаблока. По составу рассматриваемая формация близка к формации андалузитсодержащих гнейсов и кристаллосланцев. Типоморфные минеральные парагенезисы

формации кианитсодержащих гнейсов и кристаллосланцев (в ряду по убыванию степени метаморфизма):



Металлогенический облик рассматриваемой формации определяется месторождениями керамических и слюдоносных пегматитов, высокоглиноземистого сырья. Поля керамических и мусковитовых пегматитов на Балтийском щите сосредоточены в Чупино-Лоухском и Енском районах в пределах Беломорского мегаблока [Геологические факторы контроля слюдоносных пегматитов, 1971 г.]. Мусковитовые пегматиты образуют жильные зоны среди высокоглиноземистых кианит-гранат-биотитовых, кианит-силлиманитовых и других гнейсов. Тела имеют пластовую, линзовидную, четковидную форму. Минеральный состав пегматитов определяется микроклином, плагиоклазом, кварцем и мусковитом. Помимо них отмечаются биотит, гранат, апатит, турмалин и др. В Джугджуро-Становой и Олекминской структурных зонах известен ряд месторождений мусковитовых пегматитов. В Тыркандинской зоне глубинного разлома среди диафорированных гнейсов и кристаллосланцев джелундинской серии также известны поля мусковитовых пегматитов [Геологические формации и металлогения Алданского щита, 1976 г.].

Месторождения высокоглиноземистого сырья весьма характерны для метаморфических образований рассматриваемой формации. Они широко развиты на Балтийском, Украинском и Алданском щитах и относятся к высокоглиноземистой кианитовой рудной формации. На Алданском щите в южной его части среди диафорированных и гранитизированных пород иенгрской серии локализованы Чайнытское, Желиндинское и другие месторождения. Кианит-корундовые залежи протяженностью до 10 м залегают среди высокоглиноземистых гнейсов. В рудных залежах намечается зональность от существенно корундовых руд в центре до кианит-хлоритовых на флангах [Озеров К. Н., Быховер Н. А., 1936 г.]. С корундом и кианитом ассоциируют силлиманит, биотит, мусковит, рутил, маргарит, гематит, диопсид, альбит, пирит, турмалин. Месторождения Хизовара и Шуерецкое Северной Карелии приурочены к лоухской свите беломорской серии архея. Рудные залежи имеют преимущественно кварц-кианитовый состав. Кроме этого присутствуют мусковит, биотит, ставролит, гранат, жедрит, силлиманит. Формирование объектов высокоглиноземистой кианитовой рудной формации, по мнению многих исследователей [Кориковский С. П., 1967, Глебовицкий В. А., Бушмин С. А., 1979 г., и др.], связано с постмигматитовым кислотным выщелачиванием и железисто-магнезиально-кальциевым метасоматизмом.

Гнейсовая формация наиболее отчетливо проявлена в метаморфических образованиях Беломорского мегаблока

Балтийского щита. Образования этой формации входят в состав керетьской свиты беломорской серии и локализуются в ядрах куполовидных структур. Преобладающими породами рассматриваемой формации являются биотитовые гнейсы. В меньшей мере развиты амфибол-биотитовые, гранат-биотитовые гнейсы, кристаллические сланцы и амфиболиты. Наиболее характерные минеральные парагенезисы — Би+Пл+Кв (\pm Эп); Би+Амф+Пл+Кв \pm (Эп) — формировались в условиях амфиболитовой фации метаморфизма низких — средних давлений (тип А₂ и А₃). Металлогеническая специализация гнейсовой формации к настоящему времени еще очень слабо изучена. Однако необходимо отметить ассоциирующие с ней проявления графита и кианита.

Формация глиноземистых гнейсов и кварцито-гнейсов проявлена на Балтийском, Алданском и Украинском щитах. На Балтийском щите она представлена породами лоухской, канской и енской свит беломорской серии. В состав формации входят гранат-биотитовые кордиерит- и силлиманитсодержащие лейкократовые гнейсы, переслаивающиеся с биотитовыми гнейсами и кварцито-гнейсами. На Алданском щите образования рассматриваемой формации входят в состав олекмо-станового комплекса (морженская и крестяхская свиты), развитого в Джугджуро-Становой (западная часть) и Олекминской структурно-формационных зонах. Здесь она представлена силлиманитовыми, кварц-силлиманитовыми, биотит-амфиболовыми, эпидот-биотитовыми, биотитовыми и гранат-биотитовыми гнейсами и кристаллическими сланцами. Метаморфические породы этой формации были сформированы в условиях амфиболитовой фации низких давлений — тип А₂ и А₃. Проявления полезных ископаемых в связи с метаморфической формацией глиноземистых гнейсов и кварцито-гнейсов в настоящее время не известны.

Формация кварцитов и андалузитсодержащих гнейсов проявлена в образованиях верхнеалданской свиты иенгской серии Алданского щита. Среди пород этой формации доминируют кварциты, биотитовые гнейсы с гранатом, кордиеритом, силлиманитом. В меньшей мере развиты кристаллические сланцы, мраморы, кальцифиры, скарноиды. Металлогеническая специализация формации недостаточно изучена. Однако необходимо отметить ассоциирующие с ней проявления кварц-хрусталеносных жил в юго-восточной и западной частях Алдано-Тимптонского мегантиклинория. Хрусталеносные жилы локализуются преимущественно в кварцитовых горизонтах верхнеалданской свиты. В составе жил кроме кварца присутствуют гематит, гидрослюды, флюорит, кальцит, цеолиты, хлорит. Близкого типа хрусталеносные жилы известны и на Украинском щите. В них кварц ассоциирует с рутилом, анатазом, брукитом, сфеном, мусковитом, турмалином, апатитом.

Формация кварцитов и кианитсодержащих гнейсов мало изучена и по составу очень близка к вышеохарак-

теризованной. Металлогеническая специализация ее, по-видимому, идентична метаморфической формации кварцитов и андалузитсодержащих гнейсов.

УЛЬТРАМЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

Рудоносность ультраметаморфических формаций, так же как и метаморфических, определяется главным образом их составом (см. табл. 18). Среди них выделено пять формаций: анортозитовая, чарнокит-эндербитовая, гнейсово-гранодиоритовая, мигматит-плагиогранитовая и мигматит-гранитовая. По мере снижения основности формаций их минерагеническая специализация меняется от существенно сидерофильной до литофильной.

Анортозитовая формация входит в чарнокит-эндербит-анортозитовый комплекс. Она широко распространена на территориях щитов и в архейских блоках фундамента древних платформ и тяготеет к гранулитовым метаморфическим комплексам. Образования анортозитовой формации характерны для архея и сформированы в результате процессов метаморфизма гранулитовой фации.

На территории СССР анортозитовая формация объединяет древнеджугджурский, анабарский и волго-уральский комплексы [Магматические формации СССР, т. 1, 1979]. Тела рассматриваемой формации сложены единой серией пород от анортозитов до норитов и габбро-норитов. Различные породы массивов этой формации связаны постепенными переходами друг с другом. Массивы имеют неоднороднозональное строение. В общем намечается обогащенность краевых частей массивов более меланократовыми разностями (габбро, габбро-анортозиты). Минеральный состав пород характеризуется преобладанием плагиноклаза, состав которого варьирует от An₃₈ до An₈₉. Из темноцветных минералов доминируют ромбические пироксены (гиперстен и бронзит). Моноклинный пироксен представлен авгитом и салитом. Кроме того, присутствуют амфиболы (роговая обманка, актинолит, гастингсит).

Металлогеническая специализация формации определяется ильменит-титаномагнетитовыми и ильменит-гематитовыми месторождениями в Канаде, Норвегии, СССР. С анортозитовыми телами древнеджугджурского комплекса ассоциируют апатитовые рудопроявления (Джугджуро-Становая зона). Кроме того, сами анортозиты являются комплексным высокоглиноземистым сырьем.

Чарнокит-эндербитовая формация развита на щитах, срединных массивах и в архейских блоках фундамента древних платформ. Образования этой формации типичны для архейских комплексов и приурочены к площадям развития незонального метаморфизма гранулитовой фации. Структурно они тяготеют к прогеосинклинально-складчатым областям и протоплатформам. Среди пород формации наиболее широким распространением пользуются эндербиты, гранодиориты и кварцевые диориты с типоморфным

минеральным парагенезисом: $Kv + An + Гип \pm (Пи, Ро, Би, Гр)$. Чарнокиты, гранат-биотитовые и гранат-кордиеритовые граниты обычно находятся в подчиненном положении. Характерный минеральный парагенезис этих пород: $Kv + Ор + Олг + An + Гип \pm (Би, Гр, Ко, Ро, Пи)$. Автохтонные тела гранитоидов этой формации обладают зональным строением. В центральных частях плутонов развиты наиболее основные гранитоиды, в периферических — чарнокиты [Магматические формации СССР, т. 2, 1979].

Металлогеническая специализация формации, по данным Г. М. Беляева [1971 г.], определяется непромышленным титаномагнетитовым оруденением в магнезиально-железистых метасоматитах.

Гнейсо-гранодиоритовая формация, так же как и чарнокит-эндербитовая, имеет архейский возраст. Ее формирование обусловлено процессами ультраметаморфизма, сопровождающимися ареальный (незональный) метаморфизм амфиболитовой фации. Среди пород этой формации преобладают плагиограниты, гранодиориты, плагиомигматиты с типоморфным минеральным парагенезисом: $Kv + Олг \pm (Би, Ро, Эп, Кпш, Ко)$. Гранитоиды образуют сравнительно небольшие по размерам автохтонные тела, окруженные обширными полями плагиомигматитов. Металлогеническая специализация гнейсово-гранодиоритовой формации к настоящему времени мало изучена.

Мигматит-плагиогранитовая формация имеет позднеархейский — протерозойский, реже фанерозойский возраст и генетически (или парагенетически) связана с зонами развития диафорических метаморфических комплексов амфиболитовой фации по гранулитам. Она наиболее типична для протогеосинклинально-складчатых областей. Сравнительно небольшие преимущественно автохтонные тела этой формации окружены обширными полями плагиомигматитов. Преобладающими породами являются плагиомигматиты, плагиограниты, лейкогранодиориты с типоморфным минеральным парагенезисом: $Kv + Олг \pm (Би, Ро, Эп, Му, Кпш)$. Металлогеническая специализация формации практически не изучена.

Мигматит-гранитовая формация имеет главным образом протерозойский, реже фанерозойский возраст, распространена в тех же структурах, что и мигматит-плагиогранитовая формация, и связана с теми же метаморфическими комплексами. Автохтонные и параавтохтонные тела мигматит-гранитовой формации, нередко имеющие форму куполов, обычно занимают центральное положение в структуре метаморфической зональности связанных с ними метаморфических поясов [Магматические формации СССР, т. 2, 1979].

Среди пород мигматит-гранитовой формации доминируют граниты нормального ряда, меньше распространены плагиограниты, гранодиориты, субщелочные граниты, щелочные граниты и граносиениты. Типоморфный минеральный парагенезис: $Kv + Кпш + Олг \pm (Би, Ро, Эг, Му, Эп, Гр)$. Центральные части тел сложены,

как правило, нормальными или субщелочными гранитами, которые к периферии обычно сменяются плагиогранитами и гранодиоритами.

Металлогеническая специализация гранитоидов рассматриваемой формации в значительной мере определяется термодинамическими условиями протекания процессов метаморфизма и ультраметаморфизма. Для мигматит-гранитовой формации, образующейся в ходе эволюции метаморфических поясов андалузит-силлиманитового типа, характерны редкометальные пегматиты (Балтийский щит). Кроме того, в ассоциации с субщелочными гранитоидами мигматит-гранитовой формации ассоциирует оруденение редкометальной фельдшпатолитовой рудной формации. В западной части Алданского щита, в Олекминской структурной зоне, с раннепротерозойскими нормальными и субщелочными гранитами мигматит-гранитовой формации (ничатский комплекс) связаны зоны щелочных метасоматитов с редкометальным оруденением в верхнеархейских метаморфических породах катугинской серии. В составе метасоматических пород преобладают альбититы с рибекитом, эгирином и др. Близкие проявления редкометальной минерализации отмечаются на Балтийском и Украинском щитах. Для гранитоидов мигматит-гранитовой формации, образующихся в ходе эволюции метаморфических поясов кианит-силлиманитового типа, характерны преимущественно слюдоносные пегматиты (Беломорье, Мамский район).

* *
*

Таким образом, металлогеническая специализация метаморфических формаций определяется в основном их составом. При переходе от мафических формаций к салическим их специализация последовательно изменяется от существенно сидерофильной к литофильной: $Ti \rightarrow Ti, Fe, Co, Ni, Ag \rightarrow Fe, P \rightarrow Au \rightarrow Al, C \rightarrow PM, K, Al$.

Фактор давления играет существенную роль главным образом для наиболее салических метаморфических формаций на завершающих ультраметаморфических стадиях регионального метаморфизма. При этом в метаморфических поясах андалузит-силлиманитового типа в связи с ультраметаморфическими образованиями формируется преимущественно редкометальное оруденение, а в поясах кианит-силлиманитового типа — мусковитовое и высокоглиноземистое.

Отметим также некоторые общие особенности развития метаморфических формаций во времени. В ходе эволюции земной коры в целом и конкретных складчатых зон в частности наблюдается направленная смена метаморфических формаций и связанного с ними оруденения.

Для архея характерны исключительно незональные метаморфические формации. Причем в раннем архее образуются

формации гранулитовой фации, а в позднем архее — амфиболитовой фации. Металлогеническая специализация этих формаций определяется главным образом месторождениями железа и титана.

При этом в ходе развития складчатых зон наблюдается закономерная смена во времени метаморфических формаций высоких давлений (существенно мафитового профиля), формирующихся на ранних стадиях заложения подвижного пояса метаморфическими формациями умеренных и низких давлений (преимущественно салического и мафическо-салического профиля), формирующихся на инверсионных стадиях. По соотношению щелочей первые являются существенно натриевыми, вторые — калиевыми. Закономерно изменяется и характер сопутствующего оруденения от существенно сидерофильного к литофильному.

Для протерозоя и фанерозоя характерны более сложные и более дифференцированные зональные метаморфические формации, сопровождающиеся более широким спектром полезных ископаемых (титан, железо, золото, апатит, лазурит, флогопит, высокоглиноземистое сырье, редкие металлы, мусковит, кварц и др.). Протерозойская эра в этом отношении является как бы промежуточной, характеризующейся проявлением и метаморфических формаций «чистой линии», и формаций, преобразующих вулканогенно-осадочный и магматический субстрат с его уже созданной металлогенической специализацией. Это приводит к возникновению специфических для докембрия рудных формаций (вольфрамовая скарноидная, марганцевая гондитовая, кордиерит-силлиманитовая и др., а также к появлению характерных черт рудных формаций, которые имеют прямые аналоги в фанерозое (например, участие скарноидов и более сложный состав руд докембрийских колчеданных формаций).

Глава 11

РУДОНОСНОСТЬ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

ВЫДЕЛЕНИЕ И СИСТЕМАТИЗАЦИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

Вопрос о взаимосвязи оруденения и гидротермально измененных пород относится к узловым как в учении о рудных месторождениях и метасоматизме, так и в формационном анализе. Гидротермально-метасоматические формации занимают особое положение среди других геологических образований, что определяется тесной взаимосвязью их с оруденением. При рассмотрении соотношений руд и метасоматитов возникают дополнительные трудности, обусловленные спецификой состава и строения гидротермально-метасоматических формаций. В отличие от первичных

геологических формаций — плутонических, вулканических, осадочных — гидротермально-метасоматические формации, как и метаморфические, по своей природе являются вторичными, наложенными на ранее образованные породы различного генезиса. Именно поэтому в составе и строении гидротермально-метасоматических формаций находят отражение как исходные продукты преобразования, так и физико-химические особенности и состав воздействующих на них гидротермальных растворов.

Выделение формаций метасоматических пород начинается, по существу, в 30-е годы с работ Н. И. Наковника по вторичным кварцитам. Н. И. Наковник [1933 г.] впервые начал развивать представления о вторичных кварцитах «как особом генетическом комплексе (формации) околорудных метасоматических пород».

В более поздних работах [Наковник Н. И., 1959 г., 1963 г.] этим автором выделено семь главных формаций околорудных метасоматических пород: вторичные кварциты, гидротермальные аргиллиты, грейзены, пропилиты, скарны, серпентиниты, карбонаты. Н. И. Наковник [1963 г., 1964 г.] предложил понимать формацию «как совокупность закономерно связанных минеральных фаций, образовавшихся из пород близкого химического состава в результате непрерывно протекавшего физико-химического процесса, развивающегося на определенной стадии геологического процесса». Это определение отвечает «геологической фации метасоматоза» Д. С. Коржинского [1953 г.], а также близко к определению метасоматической формации, данному В. А. Жариковым [1956 г.].

Перечисленные выше формации охватывают лишь наиболее изученные метасоматические породы. Позднее в ранге метасоматических формаций были выделены оксеталиты [Казыцын Ю. В., 1966 г.], березиты [Жариков В. А., Омеляненко Б. И., 1965 г.], кварц-полевошпатовые метасоматиты зон глубинных разломов [Рудник В. А., Терентьев В. М., 1966 г.], апограниты и альбититы [Беус А. А., 1966 г., 1968 г.], метасоматиты гипербазитовых комплексов — оливиниты [Москалева С. В., 1970 г.], турмалин-хлоритовые метасоматиты, фельдшпатолиты, фениты, уралиты [Рундквист Д. В., Павлова И. Г., 1974 г., 1975 г.], березиты, эйситы [Омеляненко Б. И., 1978], камафориты [Бородин Л. С., 1969 г.] и многие другие.

Несмотря на большое число намеченных гидротермально-метасоматических формаций, они далеко не исчерпывают всего многообразия метасоматических образований. В частности, остается неясным вопрос с выделением формаций гидротермально-метасоматических пород, тесно связанных с процессами глубинного метаморфизма, контактовыми изменениями, а также возникающих при низкотемпературных процессах, вне связи с магматическими образованиями и проявляющихся в доломитизации, баритизации, огипсовании, гематитизации и пр.

Трудности выделения метасоматических формаций определяются также и тем, что даже такие «классические» формации,

как скарны, грейзены, пропилиты и другие, понимаются различными исследователями неодинаково. При этом особо неоднозначно трактуются границы и взаимоотношения пропицитов и березитов, вторичных кварцитов и аргиллизитов, оксеталитов и аргиллизитов, а в ряде случаев скарнов и грейзенов, грейзенов и апогранитов. Например, метасоматиты медного порфирового месторождения Коунрад (Казахстан) рассмотрены Н. И. Наковником [1964 г.] как вторичные кварциты, Г. Т. Волостных [1972] — как аргиллизиты; метасоматиты касситерит-кварц-сульфидных месторождений отнесены Ю. В. Казизыным [1972] к оксеталитам, а Г. Н. Щербой [1968 г.] к грейzenам. Подобных примеров очень много.

Не разбирая различные принципы выделения и классификации формаций (краткая сводка по этому вопросу применительно к метасоматическим образованиям приводится в работах других авторов [Жариков В. А., Омеляненко Б. И., 1965 г., Казизына Ю. В., 1972, Омеляненко Б. И., 1978 г., и др.]), остановимся на опыте разработки структурно-вещественной систематики метасоматитов.

В соответствии с общими принципами структурно-вещественного подхода к выделению формаций, разработанными Н. С. Шатским, Н. П. Херасковым, Ю. А. Косыгиным, В. И. Драгуновым и другими, ниже под метасоматической формацией понимается устойчиво повторяющаяся совокупность метасоматических пород, закономерно располагающихся в пространстве и развивающихся в ходе единого направленного процесса гидротермального преобразования пород.

Состав формаций определяется составом слагающих ее пород, главным образом центральных, наиболее переработанных частей зональных колонок. Структура формации определяется зональностью, а именно закономерным упорядоченным расположением в пространстве метасоматических пород (фаций). При этом следует отметить, что гидротермально-метасоматические формации представляют лишь одну из составляющих вертикальных колонн метаморфо-метасоматических или интрузивно-метасоматических систем. Взаимосвязь метасоматических и метаморфических формаций в глубинных зонах земной коры рассмотрена в работах Д. С. Коржинского, В. А. Рудника, Ю. В. Казизына, В. В. Жданова и других. Характеристике метасоматических процессов более высоких уровней глубинности, связанных с интрузиями различного состава, посвящена основная часть опубликованных работ. Особенности метасоматических пород близповерхностных зон, распространенных в пределах вулканоструктур, их зональность, смена метасоматических формаций по вертикали наиболее полно отражены в работах С. И. Набоко, Г. М. Власова, М. М. Василевского, В. И. Сухова и других.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛАВНЕЙШИХ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ И ТИПОВ ПОРОД

Необходимость рассмотрения в данном разделе не только гидротермально-метасоматических формаций, но и отдельных типов пород определяется широким развитием среди метасоматических образований неклассифицированных метасоматитов.

Ниже главное внимание уделено особенностям состава и зональности метасоматических пород и дана их характеристика. При этом выделены три группы формаций (табл. 19):

1) связанных со стратифицированными вулканогенными толщами и интрузиями близповерхностными и малых глубин;

2) связанных с небольшими интрузиями, дайками и экстрюзиями малых и средних глубин;

3) связанных с плутогенными телами средних и больших глубин.

Для каждого уровня глубинности при этом характерны свои особенности проявления метасоматизма. Для метасоматических формаций, возникающих в близповерхностных условиях, наблюдается тесная взаимосвязь и нечеткое разделение продуктов эндо- и экзогенных процессов.

Метасоматические формации средних и умеренных глубин характеризуются широким развитием во многих из них серицит-кварцевой фации. Что касается глубинных образований, то здесь намечается специфическая группа метасоматических образований, тесно связанных с собственно магматическими породами. Такими промежуточными образованиями, в частности, являются пегматиты. К этой же группе пород следует отнести апограниты, которые рассматриваются здесь в группе фельдшпатолитов, карбонатитов, фенитов и некоторые другие. Дискуссия о природе этих пород — магматические или метасоматические — в последние годы потеряла свою остроту в связи с тем, что детальные исследования газовой-жидких включений в минералах, в частности из так называемых апогранитных карбонатитов, свидетельствуют об образовании сходных по составу пород как при магматических, так и метасоматических процессах при относительно низких (600—650 °C) температурах гомогенизации.

Гидротермально-метасоматические формации, связанные со стратифицированными вулканогенными толщами и интрузиями близповерхностными и малых глубин

Для близповерхностных условий характерны в первую очередь формации пропицитов, вторичных кварцитов, аргиллизитов. Эти формации проявляются наиболее полно в пределах вулканических толщ и в связи с коагматичными субвулканическими интрузиями. В близповерхностных условиях отчетливо выражена зависимость состава метасоматитов и магматических образований. Наиболее

**ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ
РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ**

(составили Д. В. Рундквист и И. Г. Павлова)

Глубинность образования	Гидротермально-метасоматическая формация	Рудные формации	Примеры характерных месторождений
Связанные со стратифицированными вулканогенными толщами и интрузиями близповерхностными и малых глубин	Пропитов	Серноколчеданная Медно-цинковая колчеданная Медно-молибденовая порфировая (молибденово-медная субформация) Оловорудная сульфосольная Медно-эпидотовая (самородной меди)	Хаутоварское (Карелия), Бурибайское (Южный Урал) Гайское (Южный Урал) Бошекуль (Северный Казахстан), Салаватское (Урал) Хетинское (Магаданская обл.) Рудопоявления Прионежской зоны (Карелия)
	Вторичных кварцитов	Высокоглиноземистая корунд-андалузитовая Алунитовая	Семиз-Бугу (Казахстан) Загликское (Малый Кавказ)
	Аргиллизитов	Золото-серебряная Сурьмяная антимонитовая аргиллизитовая Киноварная терригенная аргиллизитовая Ртутная метациннабарит-киноварная карбонатная аргиллизитовая Ферберит-антимонитовая аргиллизитовая Редкометалльная аргиллизитовая Оловорудная риолитовая Флюоритовая	Балейское (Восточное Забайкалье) Салокачинское (Северо-Восток СССР) Никитовка (Украина) Западно-Палянское (Северо-Восток СССР) Барун-Шивея (Восточное Забайкалье) Месторождения Забайкалья Джилинда (Малый Хинган) Солнечное и Калайгуй (Восточное Забайкалье)
	Турмалин-хлоритовых метасоматитов	Медно-турмалиновая Касситеритовая силикатно-сульфидная Касситеритовая сульфидная Золоторудная сульфидная	Браден (Чили) Депутатское (Якутия) Хапгерагинское (Восточное Забайкалье) Кочкарское (Урал)

Глубинность образования	Гидротермально-метасоматическая формация	Рудные формации	Примеры характерных месторождений	
Связанные с небольшими интрузиями, дайками и экструзиями малых и средних глубин	Березитов	Золото-сурьмяная березитовая Золоторудная кварцевая Золото-вольфрамовая березитовая Вольфрамовая гюбнерит-сульфидная березитовая Молибденовая кварц-березитовая Медно-свинцово-цинковая колчеданная Свинцово-цинковая березитовая Медно-молибденовая порфировая (березит-гумбеитовая, молибденово-медная субформация)	Месторождения Северо-Востока СССР Березовское (Урал) Великопетровское (Урал) Холтосонское (Забайкалье) Месторождения Западного Забайкалья Белоусовское (Рудный Алтай) Садон (Кавказ) Кальмакыр (Средняя Азия), Коунрад (Центральный Казахстан)	
	Гумбеитов	Вольфрамовая кварц-полевошпатовая гумбеитовая	Гумбейское (Урал), Урзарсайское (Горный Алтай)	
	Эйситы	—	—	
Связанные с плутогенными телами средних и больших глубин	Скарнов	известковых	Железорудная скарновая Медно-железорудная скарновая Полиметаллическая скарновая Молибден-вольфрамовая скарновая с золотом Вольфрамовая скарновая Боро-железорудная скарновая Оловорудная скарновая	Высокогорское (Урал) Саяк (Казахстан) Месторождения Карамзара (Тянь-Шань) Чарух-Дайронское (Тянь-Шань) Восток-2 (Приморье) Тельбесская группа (Кузнецкий Алатау) Питкяранта (Карелия), Большой Каньон (Якутия)
		магнезиальных	Железорудная магнезоферритовая скарновая Магнетит-апатит-флогопитовая магнезиально-скарновая	Ангаро-Илимская группа (Сибирская платформа)

естественное объединение всех этих метасоматитов в единую группу формаций.

Для формаций вторичных кварцитов по совокупности слагающих парагенезисов внутренних зон Н. И. Наконник [1964 г.] и другие исследователи выделили девять минеральных типов метасоматических пород (фаций): кварц-серную, монокварцевую, кварц-корундовую, кварц-андалузитовую, кварц-диаспоровую, кварц-алунитовую, кварц-диккитовую, кварц-пирофиллитовую, кварц-серицитовую. В породах всех фаций присутствуют кварц и рутил, широко распространены марказит, пирит или гётит-гематит. К характерным фациям, присущим только вторичным кварцитам, относятся серная, диаспоровая, корундовая и алунитовая. Наиболее полная зональность для этой формации выражается в смене монокварцевых или богатых глиноземом пород с корундом, андалузитом породами кварц-диаспорового, кварц-алунитового состава, переходящими далее во внешних зонах в пирофиллитовые и кварц-серицитовые.

Наиболее типичными для вторичных кварцитов являются месторождения высокоглиноземистого сырья: корунд-андалузитовые типа Семиз-Бугу в Казахстане, андалузитовые (Уайт-Маунтин в США) и др. Из рудных наиболее характерны месторождения золота, золота—серебра, золота—теллура, широко распространенные в орогенных и активизационных вулканических структурах: Охотско-Чукотский пояс, Кураминская зона и др. По-видимому, к этому типу следует относить кварцевые метасоматиты в кислых эффузивах, сопровождающиеся деревянистым оловом (Хинган), а также метациннабарит-киноварную опалитовую (по В. И. Бергеру) формацию, проявленную в пределах Центральнокамчатской и Чукотской зон.

Для метасоматических пород выделенной впервые Н. И. Наконником формации аргиллизитов характерно, в отличие от вторичных кварцитов, широкое проявление во внутренних зонах парагенезисов глинистых и гидрослюдистых минералов, таких как каолинит, диккит, галлуазит, гидрослюда, монтмориллонит, а также минералов, структурно близких к каолиниту — шамозит, амезит, кронштедтит и др., в различных сочетаниях в зависимости от состава исходных пород.

Типичную зональность метасоматитов этой формации для наиболее простого случая можно представить следующим рядом [Казицын Ю. В., 1972]: измененные гранодиориты; альбит + монтмориллонит + хлорит + кварц; гидрослюда + (каолин) + калиевый полевой шпат + кварц; кварц + (гидрослюда) + каолин; кварц + (каолин). Для внешней зоны хлоритизации и монтмориллонитизации характерен гематит, для внутренних зон гидрослюдизации, каолинизации, окремнения — пирит.

В связи с широким развитием переходных разностей метасоматически измененных пород с парагенезисами, общими как для вторичных кварцитов, так и для аргиллизитов, часто трудно разграничить месторождения, характерные только для одной из этих

формаций. Тем не менее метасоматические породы формации аргиллизитов наиболее типичны для ртутных, сурьмяно-ртутных и сурьмяных месторождений (Салокачинское и Западно-Паляинское на Северо-Востоке СССР), вольфрамовых кварц-шеелитовых, иногда со ртутью, типа Боулдера, ферберит-антимонитовых (Барун-Шивея в Восточном Забайкалье и др.), флюоритовых (Восточное Забайкалье), а также некоторых золото-серебряных типа Балейского месторождения в Восточном Забайкалье.

В условиях малых глубин кроме перечисленных формируется большая группа пород, распространенных, как отмечалось выше, в пределах эпи- и телетермальных месторождений, которые относятся к группе неклассифицированных метасоматитов. Это породы, возникающие при развитии таких низкотемпературных процессов, как огипсование, карбонатизация, цеолитизация, хлоритизация, оталькование и др.

Среди метасоматических образований малых глубин можно указать также серпентиниты и карбонатиты, наиболее типичные разности которых формируются, однако, в условиях больших глубин — средних и умеренных, в связи с чем эти формации охарактеризованы ниже.

Гидротермально-метасоматические формации, связанные с небольшими интрузиями, дайками и экструзиями малых и средних глубин

К метасоматическим образованиям этой группы частично можно отнести породы рассмотренных выше формаций пропилитов, вторичных кварцитов, аргиллизитов, образующиеся на глубинах до 1—1,5 км в пространственной связи с дайками, экструзиями, малыми интрузиями, зонами дробления. На умеренных глубинах частично могут проявляться также метасоматические породы формации скарнов, грейзенов, серпентинитов, карбонатитов, более характерные для больших глубин. Как характерные образования этого уровня глубинности можно указать следующие формации: турмалин-хлоритовых метасоматитов, березитов, гумбенитов, эйситов. Они в наиболее типичном виде проявляются вблизи и непосредственно в пределах магматических пород гипабиссальных фаций глубинности — малых интрузий, полей распространения даек.

К формации турмалин-хлоритовых метасоматитов отнесены метасоматические породы с отчетливо выраженным зональным строением, характеризующимся закономерной сменой от центра к периферии существенно турмалиновых, кварц-турмалиновых, турмалин-хлоритовых, турмалин-серицитовых, кварц-хлоритовых, альбит-турмалиновых, реже аксенит-турмалин-кварцевых парагенезисов внутренних зон парагенезисами серицит-хлорит-кварцевыми, серицит-кварцевыми, серицит-хлорит-карбонатными внешних зон или актинолит-флогопитовыми, хлорит-кар-

богатными при развитии метасоматитов по породам более основного состава.

Зональное строение метасоматитов этой формации, образующихся по породам разного исходного состава, и особенности их рудоносности рассмотрены в работах И. Н. Кигая, Б. Л. Флерова, В. К. Рябова, А. А. Толока и Ф. Г. Федчина, В. Б. Шувалова, А. М. Кокорина, П. Г. Коростелева и других [Материалы ко II конференции по околорудному метасоматизму, 1966 г., и др.]. Зональные колонки, характеризующие особенности состава и строения метасоматических образований этой формации приведены ниже на примере Комсомольского рудного района [Кокорин А. М., Коростелев П. Г., 1966 г.]:

Гранит	Кв, Кпш, Пл, (Аб), Би	Кв, Кпш, Аб, Му	Кв, Му	Кв, Ту
Песчаники, алевролиты	Кв, Кпш, Пл, Би	Кв, Хл, Сер, Кар	Кв, Сер, Хл	Кв, Ту
Порфириды	Кв, Пл, Пи, Амф, (Эп, Хл, Аб, Сер, Калц)	Кв, Эп, Би, Сер, Акт	Кв, Хл, Сер, Кар	Кв, Сер (Кв) Кв, Ту

Метасоматиты этого типа широко проявлены на оловорудных силикатно- и сульфидно-касситеритовых (Приморье, Якутия), золото-турмалиновых и золото-мышьяковых (Урал), медно-турмалиновых (Чили) и некоторых других месторождениях.

К формации березитов, выделяющейся как самостоятельная формация в работах [Жариков В. А., Омеляненко Б. И., 1965 г., Омеляненко Б. И., 1972 г., 1978], с рассматриваемых позиций предлагается относить зональные метасоматические образования, для внутренних зон которых типично замещение первичных породообразующих алюмосиликатов кварцем, серицитом, пиритом, карбонатами (обычно анкеритом). Для внешних зон березитов при развитии по породам среднего — кислого состава характерны породы с парагенезисом минералов: кварц, серицит, альбит, ортоклаз, кальцит, хлорит, пирит. При развитии метасоматитов этой формации по основным породам проявляется комплекс изменений, описываемый под названием «лиственитов», с парагенезисом минералов-новообразований: кварц, карбонат, фуксит, хлорит, серицит. Подробная характеристика метасоматитов этого типа приводится в работах М. Б. и Н. И. Бородаевских, М. А. Кашкая и Ш. А. Аллахвердиева и других. Н. И. Наковник рассматривает березиты как продвинутую фацию формации пропилитов.

Типовые зональные колонки метасоматитов формации березитов, развивающихся по кислым интрузивным породам (I), приво-

дятся по данным Б. И. Омеляненко [1972 г.], по кислым (II) и средним (III) эффузивам — по данным Л. М. Лурье [1966 г.]:

I	Кв, Сер, Аб, Ор, Калц, Хл, Пт	Кв, Сер, Аб, Анк, Пт	Кв, Сер, Анк, Пт	Кв, Сер, Пт	Кв
II	Гс, Адл, Кв, Пен, Калц, Мт	Гс, Кв, Пен, Пт	Гс, Кв, Пт		
III	Аб, Кв, Гс, Пен, Калц, Мт	Гс, Кв, Пен, Кар, (Анк, Сид), Пт	Кв, Кар, (Сид), Гс, Пт		

К формации березитов следует, видимо, относить также метасоматические образования, возникающие в осадочных и вулканогенно-осадочных породах синхронно с преобразованием гранит-порфириров и других интрузивных разновидностей пород. При изменении пелитов, например, в зональной колонке метасоматических пород, являющихся аналогами березитов, широкое развитие среди минералов-новообразований в ряде случаев получают хлорит и биотит.

На сульфидно-касситеритовых месторождениях, по данным Б. Л. Флерова, в песчаниках, бедных кальцием, вместо типичных березитов образуются не содержащие карбонатов кварц-серицитовые породы. Наиболее типичные метасоматиты рассматриваемой формации проявляются в пределах месторождений кварц-золоторудных (Березовское на Урале), золото-шеелитовых, полиметаллических (типа Садоны на Кавказе, Пшимбрама в Чехословакии), колчеданно-полиметаллических (Алтай), золото-молибденовых (Забайкалье), а также шеелит-молибденитовых, шеелитовых, медно-молибденовых штокверковых и жильных типа Верхнее Кайракты (Казахстан), Парагачай (Армения), Умальта (Дальний Восток) и др. Месторождения типа Умальты являются переходными от березитовых к грейзеновым. Для пород, слагающих зональные тела метасоматитов в гранитах, не характерен карбонат, во внешних и промежуточных зонах широко проявляется альбит.

К формации гумбентов — кварц-(серицит)-калишпатовых метасоматитов — отнесена большая группа метасоматических образований, внутренние зоны которых представлены калишпатовыми, главным образом ортоклазовыми, а также ортоклаз-адуляровыми, флогопит-анкеритовыми, биотит-(флогопит)-ортоклазовыми, кварц-ортоклазовыми метасоматитами, переходящими через зоны серицит-кварц-ортоклазовых, хлорит-серицитовых, иногда хлорит-флогопитовых пород к пропилитизированным гранодиоритам или к зонам карбонатизации в более основных породах. Термин «гумбейт», предложенный Д. С. Коржинским для пород анкерит-ортоклазового состава, уже использовался другими авторами для названия метасоматической формации. Б. И. Омеляненко, выделяющий гумбенты наряду с березитами и гидротермальными аргиллитами в группе низкотемпературных околоруд-

ных метасоматитов, приводит для них следующие зональные колонки:

Гранито- гнейсы	Кв, Олиг,	Кв, Кпш, Аб,	Кв, Кпш, Аб,	Кв, Кпш,	Кв, Кпш
	Кпш, Би, Амф, (Мт)	Сер, Би, Анк, (Пт)	Сер, Анк, (Пт)	Анк, (Пт)	
Амфибо- литы	Пл, Амф, (Мт)	Аб, Сер, Би, Карб, (Пт)	Аб, Сер, Карб, (Пт)	Кпш, Карб, (Пт)	Кпш, Кв

Отличающиеся по составу зональные колонки метасоматитов, относящиеся, по нашему мнению, к этой формации, приведены Ю. В. Казицыным для молибденовых и молибден-полиметаллических месторождений Забайкалья:

Гранодио- рит	Фл, Анк, Аб, Ор, Кв, Гем, Лк	Ор, Сер, Кв, Пт, Лк	Ор, Кв, Пт
------------------	---------------------------------	---------------------	------------

В. А. Рудник, В. М. Терентьев, Г. М. Беляев выделяют формацию гумбеитов в семействе кварц-полевошпатовых метасоматитов зон региональных разломов.

Характерной особенностью формации гумбеитов является широкое развитие в породах полевых шпатов, преимущественно ортоклаза, обнаруживающего устойчивую связь с кварцем, серицитом, карбонатами (анкеритом), гидрослюдами, в отдельных случаях с тальком. Метасоматические породы этой формации сопровождают шеелитовые (Гумбейское на Урале), молибденовые (Давенда и Ореkitкан в Забайкалье) и другие месторождения.

К формации эйситов — низкотемпературных натриевых метасоматитов — Б. И. Омеляненко [1978] относит существенно альбитовые метасоматиты (с примесью кварца, карбоната, хлорита), проявляющиеся вне связи с магматическими образованиями. Метасоматические породы этой формации образуются вдоль зон глубинных разломов. Для эйситов характерны следующие типы метасоматических зональных колонок:

Гранит	Кв, Аб, Сер,	Кв, Аб, Хл,	Кв, Аб,	Кв, Аб, Гем
	Ми, Хл, Ка	Ка, Гем	Ка, Гем	
Диорит	Аб, Хл, Ка,	Аб, Гем	Аб, Хл,	Аб, Хл,
	Сер, Гем	Ка, Гем	Гем	Аб, Гем

Специфической особенностью эйситов являются характерные красные и красноватые оттенки окраски этих пород, обусловленные повсеместно распыленными в них пылевидными частицами гематита. Как типичные для эйситов выделяются следующие фации: кварц-альбитовая, кальцит-альбитовая, хлорит-альбитовая, анкерит-альбитовая. При высоком содержании в растворах фосфора образуются альбит-апатитовая, апатит-кальцитовая, апатитовая фации.

В связи с эйситами встречается урановая минерализация, в отдельных случаях молибденовая и циркониевая; иногда с ними связаны промышленные концентрации фосфора [Омеляненко Б. И., 1978].

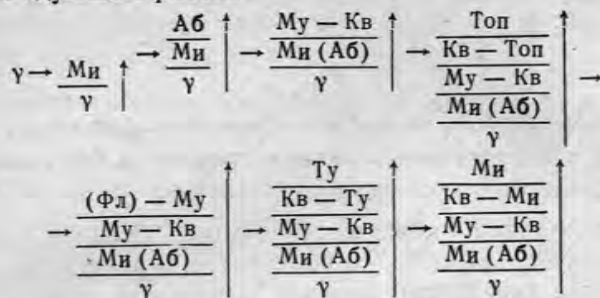
Гидротермально-метасоматические формации, связанные с плутогенными телами средних и больших глубин

Метасоматические породы формаций скарнов, грейзенов, фельдшпатолитов, фенитов, карбонатитов, уралититов, серпентинитов наиболее характерны для зон проявления глубинных фаций магматических пород и развиваются как в пределах самих интрузивных массивов, так и в зонах их экзоконтактов. Формации скарнов, грейзенов, карбонатитов понимаются в общепринятом смысле [Гинзбург А. И., Эпштейн, 1968 г., Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании, 1966 г., Проблемы метасоматизма, 1970 г., Рундквист Д. В., Денисенко В. К., Павлова И. Г., 1971 г., Метасоматизм и рудообразование, 1972 г., Шабынин Л. И., 1965 г., Жариков В. А., 1968 г.]

Скарны по вещественному составу, зональности, а также сопровождающим их парагенезисам рудных минералов подразделены на две формации — известковых и магнезиальных скарнов, что ранее уже предлагалось Л. И. Шабыниным [1965 г.] и В. А. Жариковым [1968 г.]. Исходя из изложенных выше представлений о доминирующем значении внутренних зон, к формации известковых скарнов, например, отнесены все те зональные метасоматические образования (вне зависимости от состава исходных пород и различий внешних зон), внутренние зоны которых представлены типичными скарнами: пироксен-гранат-волластонитовыми, пироксен-гранатовыми, гранат-эпидотовыми, пироксен-эпидотовыми.

К формации грейзенов относится большая группа метасоматических образований, внутренние зоны которых представлены кварцевыми, кварц-мусковитовыми, кварц-топазовыми, кварц-полевошпат-слюдистыми, флюорит-слюдистыми, кварц-турмалиновыми породами. Практически во всех случаях грейзены пространственно, по времени развития и генетически тесно связаны с телами лейкократовых гранитов и развиваются в верхних апикальных частях гранитных интрузий и в зонах их эндо-экзоконтакта. Характерной особенностью грейзенов является четко выраженная горизонтальная и вертикальная зональность. Типичные зональные колонки описаны авторами на примере многих регионов СССР [Рундквист Д. В., Денисенко В. К., Павлова И. Г., 1971 г.].

Последовательность развития метасоматических фаций при грейзенизации с учетом развития минералов разных зон можно выразить следующим рядом:



Метасоматические породы грейзеновой формации сопровождаются многими вольфрамитовыми, вольфрам-оловянными, вольфрам-молибденовыми и редкометалльными месторождениями (Акчатау в Центральном Казахстане, Иультин на Чукотке и др.).

Для формации фельдшпатолитов во внутренних зонах характерны совокупности парагенезисов следующих минералов: микроклин (нередко + амазонит) + альбит + кварц; кварц + лепидолит + альбит; рибекит + микроклин + кварц + альбит с ритмично-полосчатыми и мелко-гигантокристаллическими структурами. В промежуточных зонах развиты парагенезисы минералов, представленные кварцем, мусковитом, биотитом, иногда слюдами и топазом в разных сочетаниях и количественных соотношениях. Во внешних зонах развиваются альбитизированные и микроклинизированные граниты, иногда с повышенным содержанием биотита.

Характерной чертой формации фельдшпатолитов (в отличие от фенитов) является наличие во внутренних зонах кварцсодержащих парагенезисов. Сочетание полевых шпатов с минералами, характерными для грейзенов, — лепидолитом, циннвальдитом, липидомеланом, мусковитом, топазом, а также широкое распространение наряду с микроклином альбита, преобладающего в составе пород наиболее проработанных зон, определяют отличие этих пород и соответственно формации как от гумбеитов, так и от фенитов. Фельдшпатолиты развиваются по гранитоидам повышенной щелочности или кислотности, а также по гнейсам и кристаллическим сланцам.

С породами этой формации связаны многочисленные месторождения Sn, W, Mo, Ta, Nb, Zr и других редкометалльных и редкоземельных элементов.

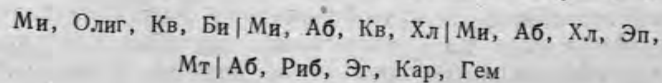
Фельдшпатолиты выделяются в ранге формации многими исследователями. Широко укоренились термины, предложенные А. А. Беусом с соавторами: «формация апогранитов», «формация альбититов». В связи с тем что метасоматиты этого типа развиваются не только по гранитам и в составе их существенное развитие может иметь калиевый полевой шпат, представляется более удобным термин «фельдшпатолит», который Ф. Ю. Левинсон-Лес-

синг предложил использовать для обозначения всех полевошпатовых пород вне зависимости от их генезиса [Петрографический словарь, 1963 г.].

Следует обратить внимание на отличия фельдшпатолитов от гумбеитов. Представленные метасоматическими породами с повышенной щелочностью, с широким развитием полевых шпатов среди минералов-новообразований эти формации специфичны по составу и структуре полевых шпатов (преимущественное развитие альбита, микроклина, ортоклаза), сопутствующим минеральным парагенезисам, ассоциации рудных элементов и др.

В метасоматических породах формации фельдшпатолитов наиболее широко распространен альбит, резко преобладающий над калиевым полевым шпатом, что определяет ведущую роль натрия в их составе. С процессами поздней альбитизации связаны максимальные концентрации рудных элементов, характерных для этой формации и представленных W, Ta, Nb, Sn, Zr и др. Наблюдается тесная ассоциация полевых шпатов с мусковитом, лепидолитом, циннвальдитом, сидерофиллитом и другими парагенезисами грейзеновой формации.

Фениты, так же как и скарны, представляют характерные образования, возникающие в контактах различных по химическому составу пород — кислых гранитоидных (или гнейсов) и щелочных основных интрузий нефелиновых сиенитов, нефелиновых пироксенитов. Именно для обозначения возникающих в контакте эгирин-альбитовых метасоматитов и был предложен этот термин [Сергеев А. С., 1967 г.]. К формации фенитов предлагается относить метасоматические образования, в центральных, наиболее проработанных, зонах которых возникают парагенезисы: эгирин + альбит; нефелин + альбит; альбит + рибекит + эгирин + карбонат; альбит + карбонат. При таком понимании к формации фенитов могут быть отнесены также образования, описанные А. А. Беусом как альбититы щелочных пород. Исследователи отмечают четко выраженное в большинстве случаев зональное строение метасоматических образований этой формации. Характерные колонки метасоматитов формации фенитов, развивающихся по алюмосиликатным породам, по данным Р. В. Голева и Е. С. Пастуховой, от неизменных пород к внутренним зонам следующие:



Во внешних зонах проявляются кварцсодержащие породы различного состава в зависимости от эдуктов, обычно с микроклином, альбитом, биотитом, эпидотом. В промежуточных зонах возрастает роль микроклина. Для «продвинутых» внутренних зон характерны в ряде случаев парагенезисы карбонатных минералов — кальцита, доломита, анкерита, сидерита, что намечает переход к формации карбонатитов. Фениты представляют собой характерные образования, возникающие в зонах контактов метасома-

титов щелочных основных пород — нефелиновых сиенитов и нефелиновых пироксенитов — с кислыми гранитоидами или гнейсами.

Помимо собственно фенитов (эгирин-полевошпатовых метасоматитов), мариуполитов (нефелин-альбит-эгириновых, альбит-эгирин-калишпатовых, эгирин-диопсидовых, скаполит-альбитовых пород) к образованиям этой формации в ряде случаев, очевидно, относятся и сами сиениты, лейкократовые и нефелиновые сиениты, а также миаскиты, фэйялиты, сохраняющие признаки метасоматического развития [Успенский Н. М., 1965 г.]. Зональность метасоматитов этой формации описана для Ильменских и Вишневых гор и взаимосвязана с последовательностью развития первоначально меланократовых, а затем лейкократовых щелочных парагенезисов. С метасоматитами рассматриваемой формации сопряжена циркониевая, ниобий-танталовая и другая редкометалльная и редкоземельная минерализация.

В метасоматических породах, относимых к формации карбонатитов, внутренние зоны сложены однотипными, практически мономинеральными кальцитовыми карбонатитами. Внешние зоны могут быть представлены разнообразными парагенезисами: диопсид-флогопитовыми метасоматитами — в пироксенитах, биотит-эгирин-альбитовыми — в нефелиновых сиенитах; флогопит-магнетит-кальцитовыми — в габброидах и т. п.

К формации уралититов (метасоматических амфиболитов) представляется целесообразным относить существенно амфиболовые, амфибол-биотитовые, амфибол-плагноклазовые метасоматиты, возникающие при изменении ультраосновных и основных пород. Амфибол в этих породах представлен, как правило, роговой обманкой. Из сопутствующих минералов характерны серпентин, эпидот, хлорит, гранат, рутил, сфен и др. Основной принцип зональности выражается в смене серпентин-хлоритовых метасоматитов внешних зон практически мономинеральными амфиболовыми породами внутренних зон.

Метасоматиты этой формации сопровождают титан-магнетитовое, платиновое, магнетит-халькопиритовое, халькопирит-пентландитовое оруденение; обнаруживают переходы в одних случаях к метасоматической формации серпентинитов, в других — к скарнам.

Использованный нами для обозначения формации термин уралитит применительно ко вторичным метасоматическим существенно амфиболовым породам (а не псевдоморфозам волокнистой роговой обманки по пироксену) уже применялся ранее Ф. Ю. Левинсон-Лессингом [Петрографический словарь, 1963 г.].

К формации серпентинитов относятся метасоматические образования с серпентинитами в центральных зонах и тальковыми, хлоритовыми, актинолитовыми породами на периферии. Метасоматические породы формации серпентинитов возникают в большом диапазоне глубин и могут быть связаны как с близповерхностными, так и глубинными фациями магматических пород.

О СООТНОШЕНИИ РУД И МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

При анализе взаимосвязи оруденения с метасоматическими образованиями постоянно устанавливаются взаимные переходы между формациями. Один тип руд может быть связан с метасоматическими породами разных формаций, а одна метасоматическая формация сопровождается различными рудами. Такое положение представляется закономерным следствием развития в природе не отдельных, четко обособленных формационных типов метасоматитов, а сложной гаммы с многообразными взаимными переходами. Именно это определяет необходимость выделения совмещенных и промежуточных формаций. Совмещенные формации возникают в результате последовательного наложения, телекопирования разных стадий процесса, часто значительно разорванных во времени. Так, например, в пределах Коунрадского месторождения (Центральный Казахстан) совмещены вторичные кварциты и аргиллизиты; в пределах Питкярантского месторождения (Карелия) — скарны, грейзены, фельдшпатолиты. Для многих колчеданных месторождений наблюдается совмещение пропилитов и березитов; для уран-молибденовых — гумбеитов и аргиллизитов и т. д.

В ряде случаев метасоматиты представляют не типичные, а промежуточные образования, что затрудняет однозначное отнесение их к какой-либо одной формации. Это могут быть грейзены — березиты или скарны — амфиболовые метасоматиты, березиты — пропилиты и т. д. При этом характерно, что тот или иной тип руд варьирует в определенном диапазоне метасоматитов. Эти переходы между метасоматитами сопровождаются, как правило, переходами в составе руд.

Так, например, для формации известковых скарнов с признаками фельдшпатизации и грейзенизации, намечающими переход к формациям фельдшпатолитов и грейзенов, типично редкометальное оруденение Sn—W, при признаках перехода скарны — пропилиты — Pb—Zn, скарны — гумбеиты — Cu, Mo, скарны — уралититы — Fe—Cu. Для широко распространенного в природе случая перехода грейзены — турмалин-хлоритовые метасоматиты устанавливается закономерная смена оруденения от Sn—W к Sn—Cu и Sn—Pb—Zn, а при переходе грейзены — березиты наблюдается смена оруденения от Sn—W к W—Mo, W—(Pb—Zn). Для ряда пропилиты — березиты наблюдается закономерная смена связанного с этими формациями колчеданного оруденения: от Fe—Cu—Zn к Zn—Pb—Ag—Au—Ba. При переходе от гумбеитов к серицит-кварцевым метасоматитам аргиллизитовой и березитовой формаций имеет место смена оруденения существенно Mo на Mo—Cu, а при переходе к пропилитам оруденение Cu, W—Sb—Hg типа Барун-Шивей (Забайкалье) характерно для метасоматических образований промежуточных, соединяющих парагенезисы аргиллизитов и вторичных кварцитов. Месторождения так называемой пятиэлементной формации позволяют наметить переходы от

скарнов к пропилитам. К этой группе месторождений по типу метасоматитов и оруденения близки медно-висмутовые месторождения типа Адарасмана (Средняя Азия).

Взаимосвязь наиболее распространенных типов оруденения с различными по составу гидротермально-метасоматическими формациями отражена в табл. 19. Намеченные в ней соотношения проявляются по-разному. По особенностям локализации оруденения среди метасоматитов можно выделить три группы:

- 1) собственно рудоносные метасоматиты;
- 2) окологрудные метасоматиты;
- 3) метасоматические породы зон региональных изменений.

В первой группе рудные минералы составляют неотъемлемую часть метасоматических пород, которые, по существу, сами являются рудой. Это рудоносные скарны с магнетитовым, оловянным, вольфрамовым или полиметаллическим оруденением, высокоглиноземистые вторичные кварциты, редкометалльные альбититы, редкоземельные карбонатиты и др. Подход к выделению и изучению метасоматических формаций, с которыми связано оруденение, в этом случае может быть аналогичным подходу к изучению оруденения, встречающегося с магматическими породами, составной частью которых является полезный минерал. Ниже приведены примеры, отражающие взаимосвязь оруденения с определенными магматическими (I) и метасоматическими (II) формациями.

I

Хромитовое с дунит-перидотитовой
Нефелиновое с фойдитовыми формациями
Алмазы с кимберлитовой

II

Корунд-андалузитовая со вторичными кварцитами
Алуинитовая со вторичными кварцитами
Железорудное со скарнами

Промежуточное положение занимают такие образования, как, например, мусковитовые пегматиты, в которых метасоматический по своей природе мусковит развивается в магматической породе — пегматите.

Второй группе соответствуют метасоматические породы, которые сопровождают оруденение, но сами при этом не являются рудой. Они, как правило, содержат рассеянную рудную вкрапленность, не представляющую промышленного интереса. Таковы, например, кварцевые, мусковитовые, топазовые грейзены, сопровождающие рудоносные жилы с вольфрамитом, касситеритом или молибденитом, березиты, широко распространенные на золоторудных жильных месторождениях, турмалин-хлоритовые метасоматические породы силикатно-касситеритовых месторождений и др.

В ряде случаев во внутренних зонах окологрудных метасоматических пород отмечаются повышенные, местами имеющие промышленное значение, содержания рудной минерализации: Sn, W, Mo и др. — в грейзенах; Au, W, Mo, Pb, Zn — в березитах; Bi, Sn, Cu и др. — в турмалин-хлоритовых метасоматитах.

Третья группа соответствует широким ореолам регионально проявленных метасоматических изменений, внутри которых возникают локальные концентрации, связанные с другими по составу метасоматическими породами или жилами. Таковы зоны регионального скарнирования, метасоматической базификации, региональной пропилизации и др.

Следует отметить, что в последние годы большое значение приобрело изучение зон слабого метасоматического изменения, так называемых эпипород, по Е. В. Плющеву [1972 г.]. Особенностью этих образований, охватывающих обширные объемы пород, является развитие вторичных метасоматических минералов по породе, сохраняющей в основной своей массе первичный состав. Вместе с тем сами минералы-новообразования в совокупности дают те же характерные парагенезисы, что и грейзены, пропилизиты, арриллизиты, скарны, от которых эти породы отличаются более слабой интенсивностью процессов изменения. Одна из важных особенностей изучения окологрудных пород на современном этапе — выявление возможности картирования полей метасоматитов по выделенным зонам «эпипород». В итоге получены интересные данные по распространению региональных метасоматитов, соотношению их с локальными метасоматическими образованиями и собственно рудными телами. Эти данные недавно были суммированы в работе «Принципы и методика геохимических исследований при прогнозировании и поисках рудных месторождений» [1979 г.]. Однако примеры подобного картирования пока малочисленны: оно проведено лишь для отдельных площадей, расположенных в пределах орогенных вулканических поясов, зон развития гранитоидного магматизма [Думлер Ф., 1978 г.], а также раннегеосинклинальных вулканогенных формаций, вмещающих колчеданное оруденение.

Важными практическими аспектами анализа рудоносности метасоматитов является разработка на основе их вертикальной и горизонтальной зональности критериев оценки глубины эрозийного среза рудоносных структур, выявление отличий надрудных и подрудных срезов метасоматических формаций. При обобщении данных по зональности гидротермально измененных пород и их рудоносности, как изучавшихся авторами, так и охарактеризованных в опубликованных работах других исследователей (Ф. В. Чухрова, Е. А. Радкевич, Г. Н. Щербы, А. А. Беуса, В. Ф. Барабанова, А. И. Гинзбурга, Б. Л. Флерова, Д. О. Онтоева, И. Н. Кигая и других), обращает на себя внимание и то обстоятельство, что максимальное соответствие между составом метасоматических пород, жил и прожилков характерно лишь для центральных зон месторождений. По мере удаления вверх или вниз на фланги возрастает степень несоответствия состава метасоматических пород и минеральных парагенезисов жил и прожилков. Эта закономерность, наиболее отчетливо проявляющаяся по вертикали, может использоваться при оценке оруденения на глубину и определении степени эрозийного среза.

Надрудные зоны представлены, как правило, наиболее разнообразными по составу метасоматическими породами, образуют сложные контрастные зональные колонки с широким развитием внутренних зон и относительно «узкими» внешними зонами околорудных изменений. Последние проявляются на фоне региональных, но слабо выраженных более низкотемпературных изменений вмещающих пород. В надрудных зонах, жилах и прожилках обычно полно проявлены поздние минеральные парагенезисы, в том числе и пострудные. В характере границ между зонами, во взаимоотношениях разновременных прожилков и отдельных парагенезисов минералов отчетливо выражен регрессивный ряд зональности.

Для надрудных зон жильных месторождений характерно развитие кварц-турмалиновых, турмалиновых, кварц-турмалин-полевошпатовых, существенно кварцевых жил и прожилков с касситеритом, вольфрамитом, арсенопиритом, иногда леллингом среди зон кварц-серицит-биотитовых или кварц-карбонат-хлоритовых изменений, в целом близких по составу к зонам пропиловитового типа изменений. Обнаружение прожилков подобного состава даже при отсутствии макроскопически выявленных рудных минералов дает основание предполагать, что мы имеем дело с месторождениями не пропиловитового, а турмалин-хлоритового или грейзенового типов. Следует иметь в виду, что главная рудоносная часть этих месторождений может быть обнаружена ниже, в участках соответствия состава жил и метасоматических пород.

Непосредственно в надрудных зонах кварц-касситеритовых, кварц-вольфрамитовых грейзеновых месторождений встречаются жилы и прожилки с типично грейзеновым парагенезисом минералов — кварцем, мусковитом, циннвальдитом, топазом, турмалином, касситеритом, вольфрамитом, — развивающихся среди широких ореолов березитизированных пород.

Отмеченное положение о все возрастающем несоответствии состава жил, околорудных метасоматитов и региональных «фоновых» изменений метасоматитов справедливо и для других более низкотемпературных типов месторождений. В частности, для надрудных зон характерны, например, флюоритовые, баритовые, кальцитовые жилы и прожилки среди аргиллизированных пород или кварц-альбитовые, кварц-турмалиновые прожилки среди серицит-хлоритовых метасоматитов.

Для подрудных зон может быть отмечена, по существу, противоположная закономерность: они обладают обычно более простой зональностью, с меньшим числом зон, менее отчетливо выраженной контрастностью, относительно большими мощностями внешних зон зональных колонок. В метасоматических породах подрудных зон полнее проявлены ранние минеральные парагенезисы, характерен прогрессивный ряд зональности, нередко наблюдается резко несогласное наложение вдоль поздних трещин поздних минеральных парагенезисов. Так, на глубоких горизонтах, в местах выклинивания многих грейзеновых и скарновых месторождений

среди зон относительно высокотемпературных изменений — кварц-полевошпатовых, полевошпат-слюдистых — наблюдаются сульфидные халькопирит-пиритовые, пирит-сфалеритовые прожилки, нередко создающие у исследователей впечатление обратной вертикальной зональности оруденения.

В различных типах месторождений это отличие состава метасоматических пород и руд на флангах может выражаться по-разному. Однако в целом отмеченная закономерность все возрастающего несоответствия их составов по мере удаления от центральных частей рудных тел является общей характерной особенностью большинства месторождений, приуроченных к секущим системам трещин, зонам дробления, развивающимся вдоль крутопадающих нарушений.

Принимая во внимание все вышесказанное, можно прийти к выводу о возможности разработки единого правила вертикальной зональности эндогенного оруденения, основанного на сопоставлении структуры и минерального состава региональных и локальных метасоматитов, с одной стороны, рудных жил и прожилков — с другой. При этом в общем случае на верхних горизонтах наблюдается развитие более высокотемпературных локальных метасоматитов, рудных жил и прожилков с горизонтальной симметрией на фоне более регионально распространенных метасоматитов с элементами стратификации и вертикальным вектором зональности. Для нижних горизонтов характерно противоположное: развитие более низкотемпературных метасоматитов и жил на фоне более высокотемпературных парагенезисов. Изучение отдельно рудной зональности жил или метасоматических пород, или только зональности региональных метасоматитов не может дать однозначного ответа на вопрос об уровне изучаемого среза в общей вертикальной колонне гидротермального минералообразования.

Метасоматические процессы, тесно связанные с рудообразованием, представляют лишь часть более широких геологических процессов, начинающихся в одних случаях с метаморфизма на глубоких горизонтах, в других непосредственно продолжающих магматическую деятельность. Рассматривая место и время проявления метасоматических процессов среди других геологических процессов, можно наметить соответственно следующие четыре основных случая:

I — метаморфизм — метасоматизм;

II — ультраметаморфизм — магматизм — метасоматизм;

III — магматизм — метасоматизм;

IV — выветривание — метасоматизм (при инфильтрации).

Соответственно I—III — для эндогенных и IV — для экзогенных процессов. Взаимосвязь метасоматизма и метаморфизма, а также метасоматизма с процессами образования кор выветривания рассмотрена в других разделах настоящего издания (см. гл. 10 и 12).

Выше основное внимание уделено вопросам взаимосвязи метасоматизма и рудообразования, проявляющимися непосредственно

за становлением магматических пород — глубинных (интрузивных), гипабиссальных (малые интрузии, дайки, экструзии) и приповерхностных (вулканических и экструзивных). Так же как и магматические [Масайтис В. Л. и др., 1978 г.], гидротермально-метасоматические формации могут быть подразделены по составу на ряд семейств: ультрамафические, мафические, мафическо-салические и салические. Кроме того, в каждом семействе по интенсивности проявления стадий щелочного и кислотного метасоматизма можно наметить отдельные группы, например существенно калиевых или натриевых щелочных метасоматитов.

На рис. 50 показана взаимосвязь метасоматических формаций, относящихся к разным семействам, с учетом различных глубин образования и вариаций щелочности в их составе. Представленная схема не отражает всего многообразия связей метасоматических формаций. Для их изображения потребовалось бы несколько координат: пространство (глубинность), время, изменение основности, щелочности—кислотности и т. д. При систематизации данных в рассматриваемом случае за основу взяты семейства магматических пород, т. е. их состав.

Кроме переходов, намеченных на рис. 50 в вертикальных рядах, которые отражают взаимосвязь метасоматитов, возникающих в связи со сходными по составу магматическими образованиями различных глубин, характерны также переходы и тесные связи формаций «по горизонтали», не отраженные на рисунке, т. е. между формациями, близкими по глубинам образования, но различающимися по составу. Так, например, в близповерхностных зонах распространения вулканитов в тесной пространственной и генетической связи проявляются формации пропилитов, аргиллитов, вторичных кварцитов; в зонах распространения гранитоидных пород — скарны, грейзены, фельдшпатолиты. Различия в составе метасоматитов родственных формаций в таком случае отражают длительность развития магматизма, его естественную эволюцию (гомодромную или антидромную) и функционально связанное с этой эволюцией изменение состава постмагматических растворов: их основности и щелочности—кислотности. Примеры реально наблюдаемых в природе связей метасоматических формаций отражены на схеме (рис. 51).

Рассматривая главные тенденции изменения химизма пород при метасоматизме, можно условно наметить три основных по направлению изменения процесса: возрастание основности пород — Ca, Mg, Fe, возрастание кислотности — Si, Al, возрастание щелочности, в первую очередь K, Na.

С выделением этих трех главных тенденций химического преобразования пород, которые далее можно подразделить еще более подробно (на K и Na, Ca и Mg и т. п.), все намеченные метасоматические формации могут быть изображены на треугольнике составов Боуэна (рис. 52). Поля различных метасоматических формаций ограничены в значительной мере условно и отражают лишь ведущий характер химического изменения (за исключением

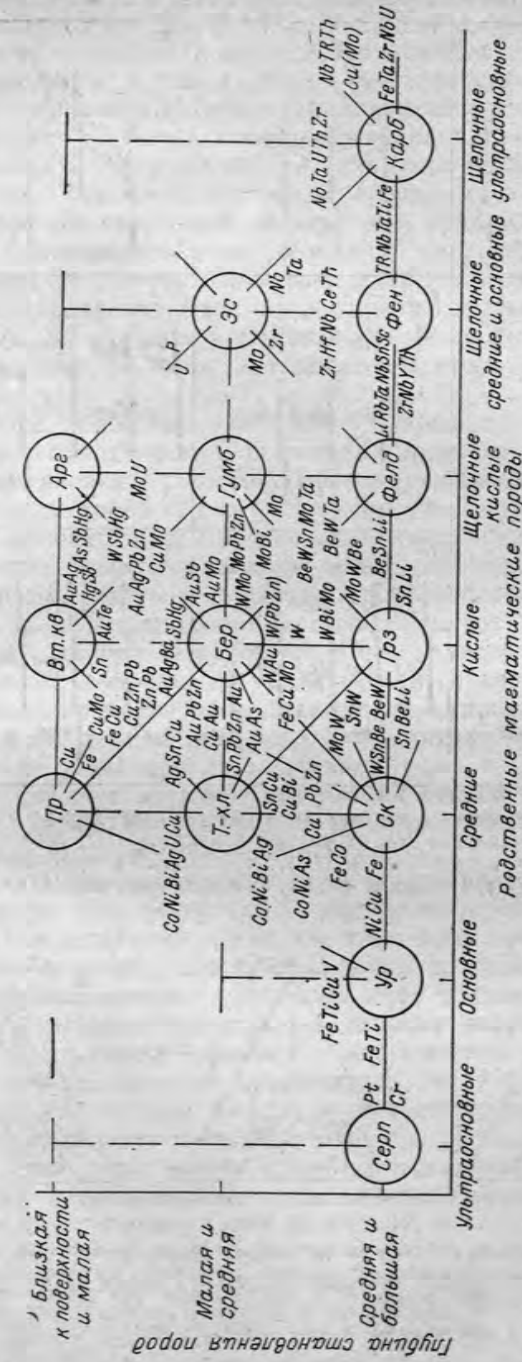


Рис. 50. Классификация гидротермально-метасоматических формаций по связи с магматическими породами различного состава и по глубине становления, отражающая взаимные переходы между формациями и типами рудной минерализации.

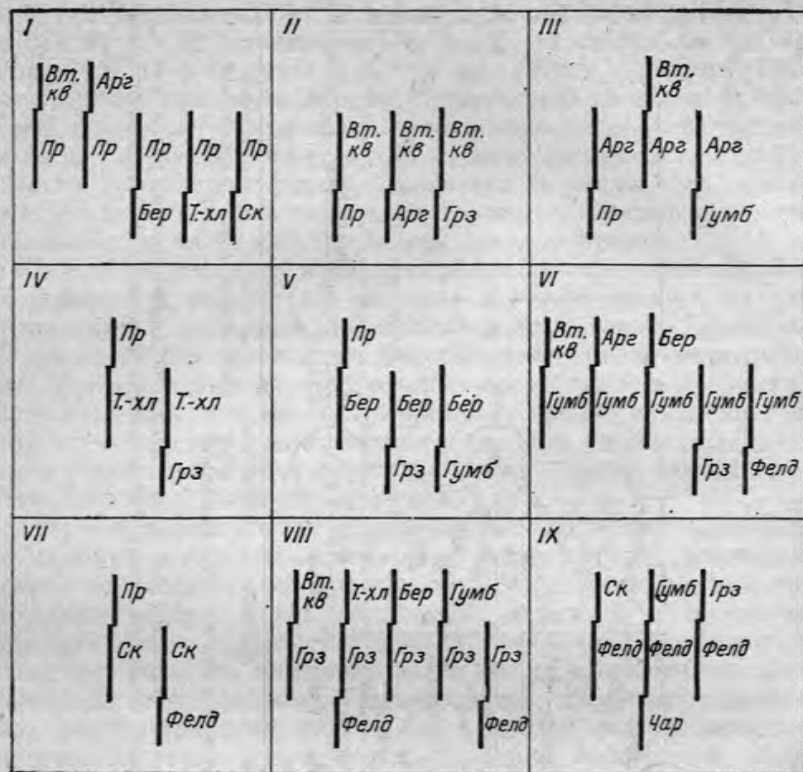


Рис. 51. Взаимные переходы в вертикальном разрезе гидротермально-метасоматических формаций пропилитов (I), вторичных кварцитов (II), аргиллизитов (III), турмалин-хлоритовых метасоматитов (IV), березитов (V), гумбентов (VI), скарнов (VII), грейзенов (VIII), фельдшпатолитов (IX).

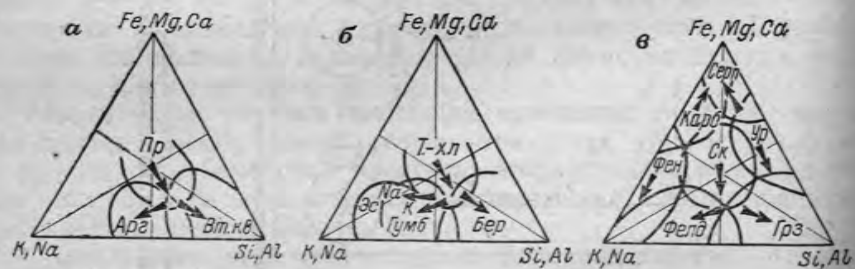


Рис. 52. Направленность преобразования пород и их взаимосвязь при развитии гидротермально-метасоматических формаций, связанных с вулканогенным (а), интрузивно-вулканогенным (б) и интрузивным (в) магматизмом.

Стрелками указана преобладающая направленность химических преобразований.

гидратации — общего признака рассматриваемых метасоматических пород).

Учитывая последовательность чередования зон и характер границ между ними, а также состав первичных замещенных пород (эдуктов), выделенные гидротермально-метасоматические формации в пределах единых полей можно различать в свою очередь по генеральной направленности процессов (отмечены стрелками на рис. 52). Так, сходные по минеральному и химическому составу формации вторичных кварцитов и аргиллизитов, формирующиеся в близповерхностных условиях, могут быть подразделены по основной тенденции химического преобразования: вторичные кварциты характеризуются возрастающей ролью в процессе метасоматоза Si и Al, а аргиллизиты — K и Na. Соответственно стрелки на рис. 52, а ориентированы в стороны разных вершин треугольника.

Наиболее сложные взаимные переходы характерны для группы метасоматических формаций, промежуточных по глубинности становления (рис. 52, б), обнаруживающих переходы не только между собой, но и к скарнам, грейzenам, фельдшпатолитам и близповерхностным метасоматитам. Турмалин-хлоритовые метасоматиты рассматриваются всюду по химизму как аналоги пропилитов. Березиты и гумбенты противоположны по направленности их образования: первые обнаруживают тенденцию к обогащению Si, вторые — щелочами (K и отчасти Na).

На рис. 52, в формации уралититов и серпентинитов занимают единое поле, но четко обособляются по направленности преобразования. Характерная особенность уралититов — тенденция к возрастанию Si и Al при существенной роли в новообразованиях Mg и Fe (за счет эдуктов). Формация серпентинитов отличается противоположной направленностью: возрастанием в ходе метасоматоза роли Mg при уменьшении Si и Al.

Другую такую же характерную по химическому составу комплементарную пару формаций представляют грейзены и фельдшпатолиты. Определяющие элементы этих формаций — Si, Al, K, отчасти Na — являются общими. Однако в грейзенах направленность метасоматических процессов идет в сторону возрастания Si и Al, в фельдшпатолитах — в сторону возрастания щелочей (K и Na). Третья пара — фениты и карбонатиты — характеризуется также общей ассоциацией элементов: K, Na, Mg—Fe—Ca. Причем в карбонатитах в ходе процессов метасоматизма (в истории их развития) возрастает роль Ca и Mg; в фенитах наблюдается противоположная направленность — возрастание роли K и Na. На рис. 52, в центральное место занимают скарны, располагающиеся аналогично пропилитам на рис. 52, а.

Кажущееся при сопоставлении рис. 52, а, б и в увеличение разнообразия метасоматитов по мере возрастания глубинности находится в определенной связи с большим разнообразием состава проявляющихся здесь интрузивных пород. Однако если принять во внимание «неклассифицированные» метасоматиты, распростра-

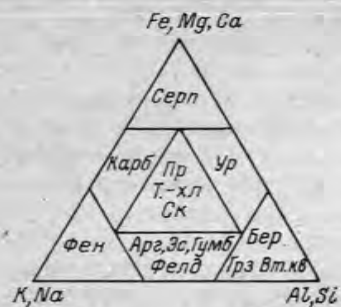


Рис. 53. Подразделение гидротермально-метасоматических формаций по характерным петрогенным элементам внутренних зон.

только для гидротермально-метасоматических пород и формаций, связанных с развитием магматизма, но и для метасоматических образований глубинных зон, возникающих в ходе метаморфозо-метасоматических преобразований.

В работах Б. Я. Хоревой, В. В. Жданова, Э. Б. Наливкиной и других с разных позиций и при различном понимании роли метасоматизма как в архее, так и в протерозое выделяются характерные триады пород: основных, кислых и повышенной щелочности. Незначительная роль последних на ранних стадиях в ходе геологического развития закономерно возрастает. Это основные и кислые гранулиты архея, амфиболиты, высокоглиноземистые сланцы и гранитизированные породы протерозоя, т. е. те же три основные группы пород, которые образуются при различной химической направленности процесса: (Ca, Mg, Fe), (Si, Al), (K, Na, Si, Al).

Для экзогенных метасоматитов химическая дифференциация в ходе выветривания, инфильтрации и переотложения выщелоченных продуктов приводит к несколько иной, но в целом сходной группировке. Возникают, как показано в ряде работ и суммировано в одной из публикаций Б. М. Михайловым и Г. В. Куликовой [1977], силитные, или каолиновые (Si, Al), и латеритные (Al, Fe) коры выветривания, «железные шляпы» (Fe, Mn, Ni) в гумидных условиях, и карбонатные, гипсовые «шляпы» (Ca, Mg) в аридных условиях. Щелочные растворы, обогащенные K и Na, ввиду их большой химической устойчивости сохраняются в виде захороненных рассолов [Басков Е. А., 1976 г.] или образуют хемогенные осадки в соленосных бассейнах.

Таким образом, намеченное деление гидротермально-метасоматических пород на три группы — (Ca, Mg, Fe), (Si, Al) и (K, Na) — отражает одну из главных тенденций метасоматического преобразования пород, проявляющуюся на различных уровнях глубинности.

ненные в пределах близповерхностных эпитермальных и «телетермальных» месторождений, а также сложные по генезису экзогенные и эндогенные образования приповерхностных зон, переходящие к типичным корам выветривания, то выявляется действительная картина: все большее многообразие метасоматических пород в приповерхностных зонах земной коры.

Намеченное деление метасоматических пород и формаций по ведущей петрохимической тенденции их изменения на группы (Ca, Mg, Fe), (Al, Si) и (K, Na) (рис. 53) является общей и характерной особенностью не

Заканчивая рассмотрение общих вопросов, касающихся метасоматических формаций — принципов их выделения, классификации, взаимосвязи друг с другом и соотношений с другими геологическими образованиями, — отметим еще одну характерную их особенность. В первом приближении наблюдается соответствие минерального состава метасоматических пород и распространенных в участках их развития жил и прожилков. Так, среди березитов главными, наиболее распространенными являются жилы и прожилки кварцевого, кварц-серицитового, кварц-анкерит-пиритового состава; среди грейзенов — кварцевого, кварц-мусковитового, кварц-топазового состава и т. д.

* * *

В заключение остановимся на вопросе об особенностях проявления различных метасоматических формаций в пространстве и во времени. Этот вопрос в различных аспектах обсуждался раньше в работах М. М. Василевского, Г. М. Власова, Ю. В. Казницына, Д. В. Рундквиста, Э. А. Ланды и других. С учетом материалов о типах структур, изложенных в первой части, охарактеризованные выше метасоматические формации могут быть сгруппированы в отдельные сообщества по их характерной тектонической позиции (табл. 20).

Из таблицы следует, что каждая из указанных структур характеризуется не только своим специфическим интрузивным магматизмом, вулканизмом и осадконакоплением, но и не менее специфическим парагенезисом метасоматических формаций. Так, для эвгеосинклинальных зон характерны пропициты, березиты, скарны; для орогенных поясов — аргиллиты, вторичные кварциты, березиты; для геоантиклинальных поднятий — скарны, грейзены.

Хотя каждая метасоматическая формация возникает в разном типе структур, но в то же время каждая структурная зона достаточно специфична по «совокупности» или парагенезису характерных для нее метасоматических формаций. При этом одна и та же метасоматическая формация может встречаться в различных тектонических структурах, как одна и та же метасоматическая порода может участвовать в строении различных метасоматических формаций [Наковник Н. И., 1967 г.]. Закономерная связь метасоматических формаций в пределах каждой структуры находит отражение в устойчивости основных черт вертикальной и горизонтальной зональности.

Устойчивость парагенезисов метасоматических формаций главных структурных элементов земной коры позволяет широко использовать метасоматиты при анализе региональной зональности и при различного рода палеотектонических реконструкциях. В этой связи намеченные выше вертикальные ряды метасоматических пород достаточно специфичны и не могут быть сведены к различиям в эрозионном срезе. Для каждой зоны наблюдается

ХАРАКТЕРНЫЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ
ГЛАВНЕЙШИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР ЗЕМНОЙ КОРЫ

Тип структур	Магматические формации и их группы	Гидротермально-метасоматические формации	Примеры рудных формаций
Офиолитовые пояса, вулкано-генные прогибы раннегеосинклинальной стадии — эвгеосинклинали (океаническая стадия)	Дунит-перидотитовая, дунит-клинопироксенит-габбровая	Сerpентинитов, уралититов	Хромитовая с платиноидами, хризотил-асбестовая, тальковая
Вулкано-генные прогибы позднегеосинклинальной стадии (островодужная стадия)	Базальт-андезитовая, тоналит-плагиогранит-гранодиоритовая, гранит-гранодиоритовая	Пропилитов, березитов, скарнов	Серноколчеданная и медно-цинковая колчеданная, медно-молибденовая порфировая, железорудная скарновая, медно-железурудная скарновая, бор-железурудная скарновая, молибден-вольфрамовая скарновая с золотом, золоторудная сульфидная
Гранитондные пояса орогенного и активизационного этапов	Диорит-гранодиорит-лейкогранитовая, лейкогранитовая, габбро-диорит-гранодиоритовая, гранит-гранодиоритовая, аляскитовая	Скарнов, грейзенов, турмалин-хлоритовых метасоматитов, фельдшпатолигов, эйситов	Редкометалло-редкоземельная пегматитовая, редкометалло-редкоземельная апогранитовая, оловорудная скарновая, олово-вольфрамовая кварцевогрейзеновая
Вулкано-генные пояса орогенного и активизационного этапов	Андезитовая, дацит-липаритовая, липаритовая, трахизальтовая, трахилипаритовая	Аргиллизитов, вторичных кварцитов, березитов	Оловорудная риолитовая, флюорит-редкометалльная, золото-серебряная, медно-молибденовая порфировая, флюорит-полиметаллическая, свинцово-цинковая березитовая
Зоны рифтогенеза	Щелочноультрамафическая	Карбонатитов, фенитов	Флогопитовая, вермюкулит-гидрофлогитовая, титан-железурудная (титаномангнетитовая), тантал-ниобий-редкоземельно-флюоритовая

своя вертикальная колонка. Установление ее и возможность определения по ней степени эрозионного среза — одна из важных практических и научных задач будущего, основанная на изучении гидротермально-метасоматических формаций.

Рассматривая самые общие закономерности проявления метасоматических процессов в истории геологического развития земной коры, можно отметить следующую четко проявленную особенность: все большее разнообразие метасоматических пород в более молодые эпохи. По существу, все метасоматические породы, которые известны в докембрии, проявляются и в молодые эпохи, но многие формации, характерные для молодых эпох, не известны для более древних. В то же время для всех формаций могут быть намечены определенные максимумы их проявления в истории геологического развития. Так, для грейзенов максимум их проявления приходится на палеозой, для пропилитов — на мезозой — кайнозой; скарны максимально широко развиты в докембрии (зоны широкого регионального скарнирования), в поздние эпохи они проявляются более локально.

Отмеченные закономерные связи магматизма, метасоматизма и оруденения имеют существенное значение для уточнения прогнозируемого типа оруденения и локализации перспективных площадей.

Глава 12

РУДОНОСНОСТЬ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ И ПРОДУКТОВ ИХ ПЕРЕОТЛОЖЕНИЯ

Изучению кор выветривания и их рудоносности посвящена обширная литература, но подавляющее большинство работ, особенно крупных теоретических обобщений [Б. Б. Полюнов, 1934 г., И. И. Гинзбург, В. П. Петров, 1967 г., А. И. Перельман, 1965 г., Н. А. Лисицына, 1973 г., и др.] касается главным образом вещественного состава и строения профилей выветривания. Вопросы формационного анализа кор выветривания как своеобразных геологических тел, возникающих за счет гипергенного преобразования субстрата и приобретающих при этом свои, только им присущие металлогенические особенности, практически не разработаны.

После серии работ Н. М. Страхова [1962 г.] и В. П. Казаринова [1958 г.], обосновавших необходимость выделения единой формации коры выветривания, включающей в себя как элювий, так и продукты его ближайшего переотложения, рядом исследователей (Г. И. Бушинский [1975 г.], В. П. Петров [1967 г.], А. М. Цехомский [1974 г.], Д. Г. Сапожников [1975 г.], В. И. Бгатов [1976 г.] и другие) были рассмотрены отдельные вопросы закономерностей формирования рудных концентраций в породах выветривания на породах разного состава и возникших в различных фациальных обстановках. Но, к сожалению, стройной картины формационной типизации кор выветривания для целей металлогенического анализа пока что получить не удалось.

Более того, практически все классификации кор выветривания, созданные на протяжении более чем полувекового исследования этих образований, за последние годы подвергаются существенному пересмотру. В значительной мере это объясняется тем, что в само понятие «кора выветривания» различными исследователями вкладывается различный смысл.

Один из основоположников учения о коре выветривания Б. Б. Полюнов [1934 г.] понимал под корой выветривания всю современную верхнюю часть

литосферы, которая сложена рыхлыми продуктами раздробления изверженных и метаморфических пород. Близкого определения этого термина в настоящее время придерживается В. В. Добровольский [1966 г.], который рассматривает все континентальные отложения четвертичного возраста как продукты выветривания (гипергенеза). К. И. Лукашов [1958 г.] считает, что в кору выветривания кроме поверхностных отложений «должны быть включены органо-минеральные комплексы, образующиеся в гидросфере и представляющие собой подводную кору выветривания, или так называемое субаквальное выветривание (гальмиролиз)». Существенно отличное толкование термина «кора выветривания» дается в последних работах В. П. Петрова. По его мнению, «вся кора выветривания... ограничивается только почвенным горизонтом... Древние коры выветривания представляют собой реликты почв прошлых геологических периодов» [Петров В. П., 1967].

Наиболее полная разработка понятия «кора выветривания» содержится в работах И. И. Гинзбурга. Еще в 30-х годах нашего столетия он ввел в литературу новое понятие «древняя кора выветривания», противопоставив его «современной коре выветривания». Под древней корой выветривания И. И. Гинзбург [1963] предложил понимать «континентальные элювиальные геологические образования вместе с элювием, делювием склонов и подножий, обязанные своим происхождением процессам физического, физико-химического и биогенного выветривания магматических, метаморфических (ортоэлювий) и осадочных (параэлювий) пород в условиях субаэральных, супераквальных или подземных режимов...». В дальнейшем многие авторы, в том числе и сам И. И. Гинзбург, отбрасывали слово «древняя», внося тем самым дополнительные недоразумения в понятие «кора выветривания».

В процессе критического разбора наиболее употребительных определений «коры выветривания» и обобщения как собственного, так и литературного материала в 1971 г. нами было предложено под корами выветривания понимать геологические тела, сложенные элювием, т. е. продуктами глубокого физического и химического преобразования горных пород, оставшихся на месте своего возникновения [Михайлов Б. М., Куликова Г. В., 1977].

Новые научные разработки в области короведения, проведенные за последние 10 лет, позволяют конкретизировать это определение применительно к задачам минерагенического анализа и дать систематику всех рудоносных образований, в большей или меньшей степени связанных с процессами гипергенного преобразования субстрата.

1. В настоящее время достаточно определенно установлено, что *корообразование практически всегда сопровождается гипергенным метасоматизмом*, который в отдельных случаях (в строго определенных фациальных обстановках) протекает настолько интенсивно, что приводит к полному замещению одних пород другими с сохранением всех структурных и текстурных особенностей субстрата. Образующиеся при этом гипергенные метасоматиты (например, силькреты, каличе и др.) практически полностью состоят из химическим и физико-химическим путем *привнесенных* продуктов и никак не могут быть названы элювием, хотя, несомненно, входят в состав коры выветривания. Процессы гипергенного метасоматизма часто являются рудообразующими.

2. Другим принципиально новым и важным открытием, утвердившимся за последние годы, является обнаружение широкого распространения процессов (и продуктов) глубокого химического преобразования пород на значительных глубинах (иногда сотни метров и километры) и в обстановках слабо связанных либо совсем

не связанных с климатом и рельефом дневной поверхности. Возникновение глубинных зон гипергенного преобразования пород (окисление, гидратация, глинообразование и др.) значительно ниже уровня грунтовых вод и ниже базиса эрозии трудно объяснить инфильтрацией поверхностных вод. В связи с этим высказываются мнения о формировании таких зон за счет восстающей циркуляции смешанных ювенильных гидротермальных и вадозных вод, т. е. о существовании в природе большой группы конвергентных продуктов, генетическая природа которых (кора ли это выветривания или продукты гидротермальной деятельности) может быть установлена только путем анализа их пространственного размещения. Эти образования — продукты глубинного гипергенеза — обычно развиваются вдоль разломов либо иного рода ослабленных пористых зон, под различными углами наклоненных к дневной поверхности, а иногда следующие субпараллельно ей (например, древние водоносные горизонты). Будучи обнаруженными в скважинах, они иногда принимаются за погребенные площадные коры выветривания.

3. Появившийся за последние годы обширный материал в области фациального анализа гипергенных образований позволил существенно пересмотреть прежние представления о миграции элементов и соединений в экзогенезе. Экзогенные ряды подвижности элементов, предложенные Б. Б. Польшовым [1934 г.], основаны на изучении миграционных особенностей элементов в почвенных горизонтах гумидных зон Земли, где, действительно, такие элементы, как титан, алюминий и железо, являются наиболее инертными.

Из анализа «рядов подвижности», приводимых многими исследователями [Перельман А. И., 1972 г., Казанский Ю. П., 1969 г., Лисицына Н. А., 1973 г., и др.], казалось бы, логично следует вывод о том, что в процессе длительного развития коры выветривания в верхних ее горизонтах останутся только устойчивые («неподвижные») элементы. Подтверждение этому мы находим в широком развитии латеритных образований во влажных тропических районах Земли, где гипергенная дифференциация вещества действительно приводит к формированию трехэлементного (Al, Fe, Ti) покрова. Но более внимательное рассмотрение геохимического профиля этих районов показывает, что наряду с бокситовыми в иных фациальных обстановках возникают существенно отличающиеся от них по составу конечных продуктов образования (см. рис. 54). Иными словами, в одной и той же климатической зоне, но в разных геоморфологических обстановках химические элементы имеют различную подвижность и соответственно конечные продукты гипергенеза оказываются существенно различными.

Поведение элементов (и соответственно рядов миграции!) в других климатических условиях имеет свои специфические особенности, что приводит к накоплению у поверхности иных пород, являющихся конечными продуктами гипергенной дифференциации (выветривания) в конкретных условиях. При этом в ряде случаев мы наблюдаем явления, казалось бы, противоречащие всем

законам природного поведения химических элементов. Например, замещение кальцитом амфиболитов с полным выносом содержащихся в них алюминия, титана и других элементов-гидролизатов в условиях аридного климата восточной Африки [Михайлов Б. М., Куликова Г. В., 1977], образование силькретов в пустыне Калахари (Южная Африка) [Дютойт А., 1957 г.], каличе — в Мексике, Ливане, Израиле и других странах [Сидоренко А. В., 1958 г.].

Аномальное поведение как породообразующих, так и особенно многих редких и рассеянных элементов в некоторых природных обстановках может быть объяснено и положено в основу научного прогноза рудных концентраций только после дальнейшей разработки теории геохимических барьеров. В настоящее время в этом направлении интенсивно работают советские геологи-геохимики (см. работы А. И. Перельмана, В. В. Щербины, С. А. Кашика и других). А. И. Перельманом [1972 г.] предпринята попытка разработать классификационную схему «важнейших геохимических барьеров зоны гипергенеза». К сожалению, эту схему пока что нельзя признать удовлетворительной, поскольку предполагаемые автором геохимические барьеры (окислительный, восстановительный, кислый, щелочной и др.) не могут объяснить появление в корях выветривания мощных горизонтов метасоматитов, возникших путем замещения материнских пород (алюмосиликатных, карбонатных, кремнистых) глиноземом и окислами железа (латериты), окислами железа и кремнеземом (сильклеты), кальцитом (каличе, кальклеты) и др. А ведь именно эти метасоматиты чаще всего и представляют собой объект металлогенического анализа гипергенных образований.

4. Процессы выветривания, очевидно, существовали в течение всей истории развития Земли, но формирование мощных толщ химически измененных пород происходило лишь в сравнительно узких интервалах геологического времени и на ограниченных площадях в результате совпадения ряда факторов, благоприятствующих возникновению и сохранению элювия. Эти интервалы — эпохи корообразования — обычно охватывают несколько веков, реже период, и локализируются в пределах крупных регионов (например, Урал, Средняя Азия, Казахстан).

Среди основных условий возникновения эпох корообразования могут быть названы: теплый (жаркий) гумидный климат, расчлененный (холмистый, низкогорный) рельеф, слабая тектоническая активность региона, предопределяющая тенденцию к воздыманию, либо крайне замедленное осадконакопление (стратиграфическая конденсация).

Следует особо подчеркнуть, что в эпоху корообразования процессам интенсивного химического выветривания подвергаются не только кристаллические породы субстрата, но и формирующиеся в это же время осадочные толщи. Возникает комплекс интенсивно выветренных поверхностных образований — гипергенный покров мощностью иногда десятки метров. Химическая и отчасти механическая дифференциация элементов, происходящая в этом покрове,

является причиной возникновения в нем месторождений различных полезных ископаемых: бокситов, железных, никелевых, марганцевых руд, элювиальных россыпей редких и рассеянных элементов, промышленных накоплений минералов фосфора, титана, а также многих неметаллических полезных ископаемых.

Только такие эпохи корообразования, а не отдельные часто встречающиеся проявления древнего выветривания оказывают влияние на состав возникающих осадочных толщ региона и, главное, формируют его экзогенную минералогению.

5. Имеющийся в литературе материал по распространению рудоносных кор выветривания в стратиграфическом разрезе осадочной оболочки Земли позволяет проследить эволюцию процессов гипергенеза и наметить отчетливые временные рубежи появления различных типов рудоносных кор выветривания и генетически связанных с ними осадочных рудоносных формаций.

Несмотря на интенсивное изучение продуктов выветривания на различных стратиграфических уровнях в докембрии и раннем палеозое (см. работы А. В. Сидоренко, Е. А. Кулиша, В. К. Головенка, А. С. Корякина, В. А. Соколова и других), до сих пор среди них не обнаружено ни одного промышленного скопления каких-либо полезных ископаемых. И это не случайно. Проведенный нами анализ особенностей гипергенного рудообразования в докембрии [Михайлов Б. М., 1978 г.] позволяет весьма обоснованно утверждать: *в это время полностью отсутствовали условия для формирования мощных кор глубокого химического выветривания, что является одним из необходимых условий образования элювиальных месторождений. Наблюдаемое химическое преобразование вещества в зоне гипергенеза в докембрии может (и должно) быть интерпретировано как результат процессов гидролиза, интенсивно протекавших не столько в маломощных зонах выветривания, сколько в водной среде на путях передвижения вещества и в областях его аккумуляции.*

Судя по имеющимся данным, а также по анализу эволюции гипергенеза в истории Земли [Михайлов Б. М., 1978 г.], дифференциация вещества непосредственно в корях выветривания с образованием гипергенных метасоматитов и промышленных концентраций полезных ископаемых началась только в середине палеозоя. Для докембрийского и раннепалеозойского этапов развития Земли характерны свои не связанные с гипергенезом типы дифференциации вещества, приводившие к возникновению богатых промышленных концентраций многих полезных ископаемых. Это эндогенно-метасоматическое, магматическое и вулканогенное рудообразование, подчиняющееся иным законам [Белевцев Я. Н., 1975 г., Жданов В. В., Малкова Т. П., 1974 г., и др.].

Начиная с девонской эпохи корообразования в геологической истории Земли наблюдается неуклонный пульсационно-прогрессивный рост запасов полезных ископаемых, связанных с корами выветривания и продуктами их переотложения. Максимум гипергенного рудообразования для всей территории Земного шара прихо-

дится на наиболее молодой олигоцен-четвертичный этап ее развития. К этому времени относится накопление более 80 % мировых запасов высококачественных бокситов, силикатных руд никеля и кобальта, огромных количеств богатых (более 60 % железа) железных руд, окисных марганцевых руд, элювиальных россыпей золота, алмазов, касситерита, прибрежно-океанические и аллювиальные россыпи минералов титана, редких земель и прочих полезных ископаемых.

К сожалению, на территории СССР эта эпоха проявилась весьма слабо. Для территории нашей страны промышленно рудоносны *средне-позднедевонская, раннекаменноугольная, позднетриасово-раннеюрская, меловая и олигоценовая эпохи корообразования.*

Заключая краткий обзор новых разработок в области короведения и ограничиваясь только рассмотрением задач металлогенического анализа, можно следующим образом охарактеризовать объект исследований, которому посвящена настоящая глава. В приповерхностной зоне Земли в процессе взаимодействия ее верхней оболочки и атмосферы постоянно формируется сложно построенный обычно полифациальный комплекс субаэральных образований — гипергенный покров. Этот покров представляет собой единую геологическую систему, отдельные члены которой развиваются в сложном взаимодействии друг с другом. Любой генетический подход к изучению одного из этих членов обязательно требует изучения системы в целом.

В состав гипергенного покрова наряду с его основными членами — поверхностными корами выветривания и продуктами их переотложения — входят также инфильтрационные коры, водоносные горизонты, глубинные коры выветривания и другие более экзотичные образования зоны гипергенеза. Обычно этот покров маломощен, дифференциация вещества в нем невелика и сопровождается лишь частичным гидролизом минералов и потерей связи между компонентами горных пород (их разрыхлением), но в отдельных благоприятных обстановках гипергенный покров резко увеличивается, достигая мощности многих десятков и даже сотен метров, происходит глубокое химическое преобразование пород, сопровождающееся интенсивным перемещением вещества как физико-химическим, так и механическим путем. Именно эти гипергенные покровы являются объектом наших исследований.

ТИПИЗАЦИЯ ПРОДУКТОВ ГИПЕРГЕНЕЗА

Все рудоносные гипергенные образования отчетливо подразделяются на две крупные группы.

1. Поверхностные продукты гипергенеза, возникшие непосредственно под воздействием атмосферных и гидросферных факторов, т. е. имеющие прямую связь с палеогеографической (фациальной) обстановкой. Это, например, латеритные покровы, широко разви-

тые в современном тропическом поясе Земли, площадные каолиновые коры выветривания Украинского щита, возникшие преимущественно в меловую эпоху корообразования, железные руды, развитые в обрамлении ультраосновных массивов Южного Урала, и др.

2. Глубинные продукты гипергенеза, образование которых лишь опосредованно связано с палеогеографической обстановкой на поверхности. В эту группу должны быть включены водоносные горизонты, подугленосные зоны кислотного выщелачивания, зоны глубинного окисления сульфидных месторождений, приразломные коры выветривания, уходящие на глубины сотни метров, и прочие более экзотические проявления гипергенных процессов на глубине (например, мощные «рудные столбы» на месторождениях Кривого Рога и др.). Многие из них, как правило, также сопровождаются гипергенным (иногда рудным) метасоматизмом и в ряде случаев трудно отличимы от продуктов гидротермального (телетермального) происхождения.

Поверхностные продукты гипергенеза в значительной степени формируют основные черты экзогенной минерации региона. Состав и строение их зависят от климата, геоморфологических особенностей, обусловленных характером тектонического развития региона, состава и строения приповерхностных образований, типов геологических структур, возраста и продолжительности эпохи корообразования и др. Наиболее богаты полезными ископаемыми приповерхностные образования гумидных зон гипергенеза, среди которых отчетливо выделяются две группы рудоносных формаций: кор выветривания и продуктов их переотложения. Среди формаций кор выветривания выделяются: латеритные (формации латеритных покровов и sublateritная), глинистые (каолинитоносная, вермикулитоносная), формации элювиальных россыпей и рудных шляп (полиметаллическая, марганценовая, кепрок).

Рудоносные формации аридных зон гипергенеза известны пока что только среди молодых олигоцен-четвертичных образований. Это упоминавшиеся выше формации карбонатных (каliche, калькреты) и кремнистых (силькреты) инфильтрационных кор. К группе аридных гипергенных формаций могут быть отнесены также широко распространенные в засушливых областях соленосные коры — солончаки и солонцы, иногда содержащие промышленные запасы солей и некоторых редких элементов, а также гипсоносные коры — гажка. Известны случаи накопления в каличе урана [Михайлов Б. М., Куликова Г. В., 1977]. Следует отметить, что в последние годы в литературе появляются указания на обнаружение каличе в меловых континентальных отложениях Средней Азии и Монголии, в верхнепротерозойских отложениях Карелии и в ряде других районов мира. Возможно, отсутствие сведений отчасти объясняется слабой разработкой проблемы древнего аридного гипергенеза и его влияния на формирование экзогенной минерации крупных регионов. В частности, имеются указания на уча-

ствие процессов аридного гипергенеза в мобилизации меди, марганца, различных солей и связанных с ними редких и рассеянных элементов.

Глубинные продукты гипергенеза обычно имеют локальное распространение. При размыве они не образуют связанных с ними осадочных месторождений и тем самым весьма ограниченно участвуют в формировании экзогенной минерагении регионов. Приуроченность их к эпохам корообразования не столь строгая, хотя и существует, поскольку для формирования глубинных зон гипергенеза требуются те же, что и для площадных кор выветривания, условия: относительный тектонический покой, теплые подземные воды и достаточно высокий градиент их фильтрации.

Наиболее характерными рудоносными формациями, заключающими продукты глубинного гипергенеза, являются:

1) формации водоносных горизонтов (ураноносная, глиноземистая и др.);

2) формации глубинных зон гипергенеза (железоносная, высокоглиноземистая и др.).

Закономерности распределения и продуктивность рудоносных гипергенных формаций, заключающих продукты как поверхностного, так и глубинного гипергенеза, в конечном счете определяются приуроченностью к конкретной эпохе корообразования. Формации локализуются в строго определенных тектонических структурах, металлогенических и рудоносных зонах.

Гипергенные рудоносные формации в пределах эпох корообразования, очевидно, будут локализоваться главным образом на платформах как максимально стабильных участках земной коры, при прочих равных условиях наиболее благоприятных для формирования и сохранности элювия. На территории Советского Союза платформы прогрессивно разрастались начиная от докембрия и до наших дней. И сейчас практически вся страна (может быть, за исключением крайних ее восточных районов) представляет собой единую эпикайнозойскую платформу с многочисленными выступами «фундамента» в виде горных хребтов, массивов и возвышенностей. Очевидно, по мере расширения площадей с платформенным режимом осадконакопления возрастала и роль гипергенеза в формировании экзогенной минерагении крупных регионов. В отличие от платформ тектонически активные области малоблагоприятны для формирования и последующего захоронения различного рода продуктов глубокого химического преобразования горных пород. В связи с этим вероятность широкого развития кор выветривания в геологических разрезах геосинклиналей, орогенов, рифтогенов и авлакогенов весьма невелика, но не исключается. Основными поисковыми признаками гипергенных рудоносных формаций в тектонически активных областях являются:

- 1) континентальные перерывы в осадконакоплении;
- 2) признаки жарких гумидных климатов;
- 3) отсутствие вулканизма;

4) малые либо умеренные амплитуды колебаний и соответственно замедленное осадконакопление;

5) высокая «зрелость» континентальных осадков на стратиграфических перерывах.

Чаще рудоносные формации возникают «на переломах», во время смены одного тектонического режима другим, т. е. в периоды «платформенного» режима в тектонически активной зоне и всегда в региональные эпохи корообразования.

СТРОЕНИЕ, СОСТАВ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ РУДОНОСНЫХ ГИПЕРГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ

Наиболее распространенными и максимально продуктивными гипергенными рудоносными формациями являются коры выветривания и продукты их переотложения, образующиеся на поверхности в условиях жарких гумидных климатов. Формации, возникающие в иных обстановках, хотя и содержат в своем составе промышленные месторождения ряда полезных ископаемых, но продуктивность их и главное распространенность в геологическом разрезе территории СССР не столь велики, и поэтому характеристика их в этой главе не приводится.

Рудоносные формации кор выветривания

Латеритные формации

В литературе имеются многочисленные указания на широкое распространение латеритного элювия и продуктов его переотложения в докембрии и нижнем палеозое (см. работы А. В. Сидоренко, В. К. Головенка, А. С. Корякина, В. М. Чайки, О. И. Луневой, А. Д. Додатко, С. В. Левченко, Е. А. Кулиша и других). К сожалению, все высказывания основаны исключительно на косвенных фактах, которые более просто и обоснованно могут быть интерпретированы иначе [Михайлов Б. М., 1978 г.].

Древний латеритный элювий достоверно установлен только начиная со среднего девона, когда на Среднем Тимане интенсивной латеритизации, сопровождавшейся формированием промышленных месторождений бокситов, подверглась карбонатно-сланцевая толща быстринской свиты верхнего протерозоя. После этого в истории Земли пульсационно-прогрессивно возрастали объем и скорость латеритизации, видоизменялись структура и состав латеритных формаций. Своего максимума процессы латеритизации достигли на новейшем — олигоцен-четвертичном — этапе развития Земли.

Среди латеритных формаций наиболее продуктивны сублатеритные и формации латеритных покровов.

Промышленная значимость сублатеритных формаций определяется приуроченностью к ним крупных месторождений высококачественных бокситов и богатых железных руд. Формации харак-

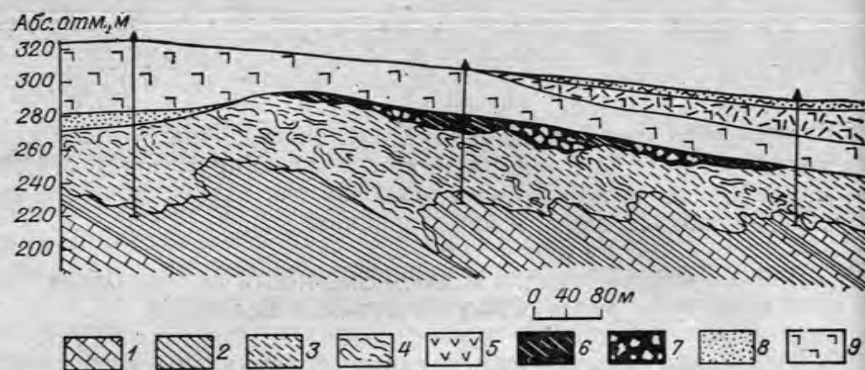


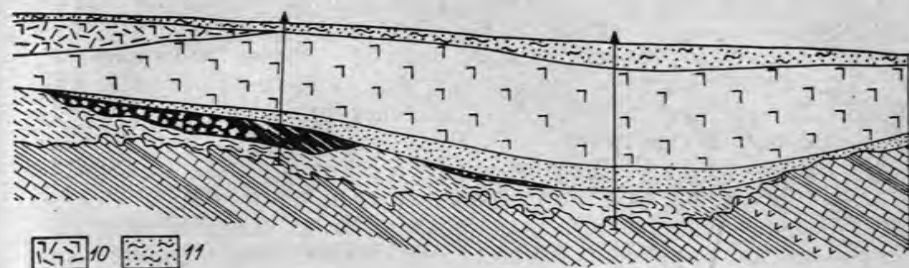
Рис. 54. Разрез через месторождение бокситоносной сублатеритной формации
 1 — доломиты и глинистые доломиты (PR₃); 2 — сланцы (PR₃); 3 — каолинит-слюдистая кора глинистых доломитов; 4 — дайки палеобазальтов (PR₃); 5 — бокситы с реликтовой структурой базальтов (D₂); 6 — бокситы с обломочной структурой; 7 — бокситы с обломочной структурой; 8 — пески (D₂₋₃); 9 — базальты (D₃); 10 — туфы

терны для палеозойских эпох корообразования и приурочены к сводовым либо глыбовым поднятиям кристаллического фундамента древних платформ, выходящих на дневную поверхность в эпоху корообразования (районы Тимана, Воронежского массива).

Бокситоносная сублатеритная формация имеет следующие особенности (рис. 54). Рудные залежи возникают за счет контрастных кварцито-сланцевых либо сланцево-карбонатных толщ, заключающих породы с высоким щелочным резервом — слюдистые, хлорит-слюдистые, изверженные породы щелочного ряда. Литомарж в коре выветривания обычно отсутствует, его заменяет зона контракции со сложным каолинит-шамозит-слюдистым составом. Районы бокситонакопления характеризуются интенсивной дислоцированностью и раздробленностью субстрата, проникновением гипергенных процессов на глубины десятки и даже сотни метров.

Строение и состав выветривающихся пород оказывают существенное (и часто определяющее) воздействие на формирование рудных залежей. В случае переслаивания различных по составу материнских пород в итоге получается слоистая залежь, состоящая из бокситов, аллитов и глин разного качества и состава. Иногда при крутых углах падения субстрата процессы бокситизации проникают вглубь по отдельным пластам, образуя щелевидные залежи. Тела бокситов залегают в виде линз на склонах и даже в понижениях мезорельефа, благоприятных для интенсивного протекания процессов гипергенного метасоматизма.

Состав бокситов преимущественно шамозит-гематит-бемитовый с примесью водных окислов железа, гиббсита, каолинита и слюдистых минералов. Характерно присутствие закисных форм поливалентных элементов. Бокситы наследуют преимущественно тек-



на Среднем Тимане.

выветривания на сланцах; 4 — контракционная каолинит-слюдистая кора выветривания на сланцах; 7 — бокситы с обломочной структурой; 8 — пески (D₂₋₃); 9 — базальты (D₃); 10 — туфы

стурные признаки субстрата. В них хорошо развиты обломочные и колломорфные структуры.

Железоносная сублатеритная (мартитовая) формация возникает практически в тех же условиях, но на породах, содержащих значительное количество минералов железа. Наиболее благоприятным субстратом для этого типа формаций являются железистые кварциты, ибо кварц в условиях палеозойского гипергенеза сравнительно легко подвергался выщелачиванию. Железоносная сублатеритная формация территории СССР (например, Белгородский район КМА) содержит наиболее качественные мартитовые руды с содержанием железа 60—65%. В составе этой формации (в случае кварцито-сланцевого субстрата и раннекаменноугольного возраста коры выветривания) возникают мощные пласты алюмогетитовых руд, представляющих интерес как комплексное сырье на глинозем и железо.

Формации латеритных покровов наиболее широко распространены в современной тропической зоне Земли, где с ними связано более 80% мировых запасов бокситов, мощные залежи никелевых, марганцевых и железных руд, а также элювиальные россыпи золота, алмазов, касситерита. На территории СССР эти формации встречаются реже и только в отложениях мезозойских эпох корообразования (T₃—J₁ и K). Все они приурочены к приподнятым участкам фундамента древних (Украинский щит, Енисейский кряж) и особенно молодых платформ (Урал, Тургайский прогиб, Казахстанский щит).

Бокситоносная формация латеритных покровов в СССР включает обычно небольшие месторождения бокситов, которые несут на себе следы интенсивного размыва, переотложения рудного материала и всегда ассоциируют с формацией переотложенных руд. Бокситоносная кора выветривания развивается

исключительно на породах основного состава (амфиболиты — на Высокопольском месторождении на Украине, базальты — на Наурзумском месторождении в Тургае, долериты — в Сибири). Бокситы залегают в виде покрова на наиболее возвышенных участках древнего рельефа. Состав бокситов преимущественно гематит-гипсированный с примесью водных окислов железа, бёмита и каолинита. Поливалентные элементы находятся в форме высших окислов. Характерна отчетливая сохранность как текстурных, так и структурных особенностей субстрата.

Никеленосная формация латеритных покровов на территории СССР характеризуется присутствием месторождений охристо-силикатных руд никеля и кобальта. Эти месторождения всегда приурочены к массивам ультраосновных пород, которые залегают в фундаменте как древних (Украинский щит), так и молодых (Урал, Тургай, Казахстанский щит) платформ и иногда перекрыты отложениями платформенного чехла. При прочих равных условиях существенное значение для концентрации никеля в корах выветривания имеет фациальная обстановка времени формирования рудоносного элювия. Наиболее богатые никелевые руды формируются в средних и нижних частях охристо-нонтронитовой профили на древних холмистых равнинах. Для возвышенных участков рельефа, где в латеритном профиле возникает мощная зона охр, характерны руды с повышенным содержанием кобальта. Последний, как правило, ассоциирует с минералами окиси марганца.

Железоносная формация латеритных покровов (бурожелезняковая) в СССР развита на тех же стратиграфических уровнях. Она приурочена к самым верхним горизонтам охристого латеритного профили на породах ультраосновного состава. Железные руды, входящие в ее состав, всегда природно легированы никелем, кобальтом, ванадием и содержат до 3% хрома (например, Елизаветинское и отдельные участки Халиловского месторождения на Урале).

Формации глинистых кор выветривания

К группе глинистых относятся все коры выветривания, развитие которых заканчивается формированием у дневной поверхности стабильного в экзогенезе горизонта глинистых элювиальных пород. В составе этого горизонта преобладают минералы групп каолинита, гидрослюд, монтмориллонита и вермикулита. Наличие каолинитовой зоны свидетельствует о наиболее высокой степени выщелоченности глинистого элювия и соответственно о максимальной дифференциации вещества субстрата. В связи с этим каолинитовые профили выветривания представляют наибольший интерес при прогнозно-металлогенических исследованиях. Кроме того, сам каолинит является ценным полезным ископаемым.

Гидрослюдистый и монтмориллонитовый элювий, как правило, безрудны и лишь в отдельных случаях, будучи развитыми на пер-

вично рудоносном субстрате, могут заключать в себе элювиальные россыпи (например, алмазов на кимберлитах, золота на золотоносных сланцах и др.). Если каолинитовый, гидрослюдистый и монтмориллонитовый профили выветривания возникают на породах различного состава, то вермикулитовый профиль развивается только на меланократовых слюдосодержащих породах за счет крупных скоплений магнезиально-железистых слюд с невысоким содержанием фтора (до 1%) и закисного железа (до 15%) [Львова И. А., 1978 г.].

Каолиноносная элювиальная формация с промышленными месторождениями высококачественных каолинов развивается главным образом на изверженных и метаморфических породах кислого состава, и в первую очередь на гранитоидах. Эта формация характерна для мезозойских эпох корообразования (преимущественно T_3-J_1), хотя встречается и в корах выветривания более молодого возраста (например, палеогеновые каолины Приханкайского района в Приморье).

Каолиноносные формации возникают в условиях выровненных, вероятно, заболоченных пространств, где создаются благоприятные обстановки для гидролиза вещества, восстановления закисных соединений железа и выноса их за пределы профили выветривания. Субстратом их являются либо интрузии гранитоидов (например, Украинский щит), либо дислоцированные толщи метаморфических пород — гнейсов, кристаллических сланцев (например, восточные склоны Урала).

Мощность верхней каолинитовой зоны обычно не превышает 20—30 м при общей мощности площадной коры выветривания 70—100 м. Лишь в зонах разломов, где глубина проникновения процессов гипергенеза достигает 300—400 м, мощность каолиновой зоны может достигать 50—60 м (например, Еленинское месторождение на Урале [Петров В. П., 1967]).

Вермикулитоносная формация является довольно распространенной в глинистых корах выветривания разного возраста на породах, содержащих магнезиально-железистые слюды. Промышленные же скопления вермикулита, пригодные для получения высококачественных концентратов, известны лишь в молодых (кайнозойских и мезозойских) корах выветривания преимущественно линейного типа, развитых среди: а) щелочноультраосновных пород и карбонатов (Ковдор на Кольском полуострове), б) ультраосновных и основных комплексов в ассоциации с гранитоидами (Каратас в Мугоджарах), в) гидробиотитовых меланократовых гнейсов и амфиболитовых сланцев (Потанинское на Среднем Урале).

Обычно вермикулитоносные коры выветривания протягиваются на десятки километров, следуя простиранию благоприятных комплексов пород. Промышленной концентрации (15% и более в зависимости от обогатимости) вермикулит обычно достигает в средних зонах коры выветривания.

Элювиальные (остаточные) россыпи являются одним из основных типов месторождений ряда полезных ископаемых. За рубежом они служат важнейшим источником добычи тантала, ниобия, олова, вольфрама и др. Перспективы обнаружения аналогичных месторождений в СССР весьма велики, особенно в регионах, где широко проявлены мезозойские и кайнозойские эпохи корообразования (Украина, Урал, Казахстан, Средняя Азия, Восточная Сибирь).

Элювиальные россыпи возникают в процессе выщелачивания карбонатов, гидролиза и частичного растворения алюмосиликатной составляющей субстрата. Оставшиеся продукты выветривания резко обогащаются устойчивыми против выветривания минералами, которые и являются носителями промышленно ценных элементов. Даже в тех случаях, когда относительное обогащение рудными минералами невелико, происходящая в корях выветривания дезинтеграция вещества позволяет в дальнейшем пользоваться более простыми и дешевыми методами обогащения, нежели при переработке коренных пород.

Рудоносность формаций элювиальных россыпей, очевидно, больше, чем каких-либо других гипергенных образований, обусловлена содержанием полезного компонента в коренной породе. В то же время состав основной массы этих формаций, а также степень ее обогащения россыпными минералами зависят от характера и интенсивности процессов выветривания.

Наиболее благоприятны для возникновения элювиальных россыпей коры выветривания каолинового профиля. Разрушение верхней части этого профиля часто приводит к формированию на поверхности глинистых кор выветривания элювиально-делювиальных щебнистых образований. В этом случае самые высокие содержания полезного компонента (например, вольфрамита, касситерита) отмечаются на границе щебня и структурного глинистого элювия. Верхняя часть глинистого структурного элювия выступает в роли своеобразного «плотика», концентрирующего в себе полезные компоненты.

Эмпирические наблюдения позволяют выделить в разрезе рудоносной коры выветривания еще один горизонт концентрации, приуроченный к нижней части каолиновой зоны, частично захватывающий и нижележащую гидрослюдистую зону (например, концентрации колумбита в корях выветривания гранитоидов Кокчетавской глыбы в Северном Казахстане).

Особое место среди формаций элювиальных россыпей занимают титаноносные формации кор выветривания мезозойских эпох корообразования на Украине, на Урале и в южном обрамлении Западной Сибири. Эти россыпи обычно возникают в каолиновых корях выветривания на богатых ильменитом основных породах и представляют собой комплексные руды. Так, например, коры выветривания габбро-анортозитов на Волыни (Украинский щит) со-

держат в себе до 15 % лейкоксенизированного ильменита, до 4—5 % апатита, а также каолинит. Комплексная переработка таких пород позволяет получить ильменитовый концентрат с содержанием 48 % TiO_2 , апатитовый концентрат и каолиновый продукт для производства огнеупоров.

Формации рудных шляп

Наиболее представительными в этой группе гипергенных формаций являются железные шляпы полиметаллических месторождений, известных на Урале, в Казахстане и других районах распространения мезозойских эпох корообразования. Собственно сама железная шляпа представляет собой верхнюю часть зоны окисления сульфидных руд. В строении этой зоны кроме железной шляпы, мощность которой колеблется в пределах 10—30 м, обычно вниз по разрезу выделяются горизонты окварцевания (кварцевой сыпучки), сульфидной сыпучки, вторичного сульфидного обогащения и гипогенных руд [Смирнов С. С., 1951 г., Петров В. П., 1967]. Общая мощность зон окисления (включая горизонт сульфидного обогащения) достигает иногда 200—300 м. Специфической особенностью формации железных шляп является интенсивное перераспределение в их профиле рудных элементов, что не раз приводило к существенным просчетам при геологических исследованиях. Дело в том, что верхние горизонты железных шляп, сложенные главным образом гидрогетитом, иногда даже не содержат полезных компонентов и могут быть приняты за ожелезненные безрудные породы. Распознавание их возможно лишь путем изучения геологического строения района — положения выходов интенсивно ожелезненных пород в геологической структуре, взаимоотношений с вмещающими породами, а также путем детальных исследований структур, текстур и геохимических особенностей пород зоны окисления [Смирнов С. С., 1951 г.].

Другой тип рудных шляп возникает в местах выходов на дневную поверхность галогенно-сульфатно-карбонатных толщ, содержащих рассеянную вкрапленность рудных минералов. К формации такого типа относится, например, Улутелякское месторождение марганца олигоценного возраста на западных склонах Южного Урала. Здесь толща сульфатно-карбонатных пород кунгурского яруса нижней перми с прослоями марганцовистых известняков, содержащих 3—10 % марганца, выходила на дневную поверхность в олигоценовую эпоху корообразования. Процессы растворения сульфатно-карбонатных пород и инфильтрация окислов марганца привели к возникновению здесь своеобразных марганцовистых шляп с содержанием марганца 20—25 %.

К формациям рудных шляп следует также относить и кепрок, возникающий над соляными куполами. Последний обычно сложен в нижней части гипсом и ангидритом, кверху переходящими в пористый известняк, иногда содержащий промышленные месторождения серы.

Рудоносные формации продуктов переотложения кор выветривания

Все рудоносные формации кор выветривания, как правило, включают в себя продукты частичного перемещения элювия в пределах площади их развития. Но наряду с этим в региональные эпохи корообразования возникли рудоносные формации гипергенных продуктов, перенесенных на значительные расстояния и подчас потерявших пространственную связь с корами выветривания. Наиболее продуктивны в этой группе формаций рудоносный карст и флювиальные россыпи.

Карстовые рудоносные формации

Отложения карстов заключают в себе наиболее древние гипергенные формации, возникавшие на поверхности карбонатных пород в периоды длительных континентальных перерывов. Одна из древнейших рудоносных формаций этого типа известна в центральной части Алданского щита. Здесь верхняя зона апатитоносных протерозойских доломитов, перекрытая отложениями нижнего кембрия, интенсивно выщелочена. В понижениях древнего рельефа развиты апатитовые гравелитобрекчии, песчаники массивной либо кавернозной текстуры с хлорит-apatитовым либо серицит-каолинит-apatитовым цементом. Эти породы частично представляют собой нерастворимый остаток доломитов, частично принесены с разрушавшихся в окрестностях толщ [Парфенов В. Д., Юдин Н. И., 1975 г.]. В последовавшие затем эпохи корообразования рудоносный карст возникал практически во всех случаях, когда на поверхность выходили карбонатные породы, а по соседству либо непосредственно в субстрате находился рудный компонент.

Наиболее широко на территории СССР распространены бокситоносные карстовые формации. В принятой классификации [Карта бокситоносности СССР, 1973 г.] среди бокситоносных формаций с карстовым типом рудных залежей выделяются карбонатная и терригенная.

Карбонатная бокситоносная формация появилась в геологическом разрезе уже начиная с позднепротерозойской эпохи корообразования, когда было сформировано единственное известное в мире Боксонское месторождение бокситов (Восточный Саян). В последующем карбонатные бокситоносные формации возникали практически во все эпохи корообразования, локализуясь главным образом в геосинклинальных областях в пределах выходов карбонатных пород на дневную поверхность. Наиболее продуктивен бокситоносный карст средне-позднедевонской эпохи корообразования (месторождения СУБР) на восточном склоне Северного Урала, ЮУБР — на западном склоне Южного Урала.

Терригенная бокситоносная формация, включающая рудоносный карст, характерна для более молодого времени. Широкое развитие формации этого типа получили в меловую эпоху

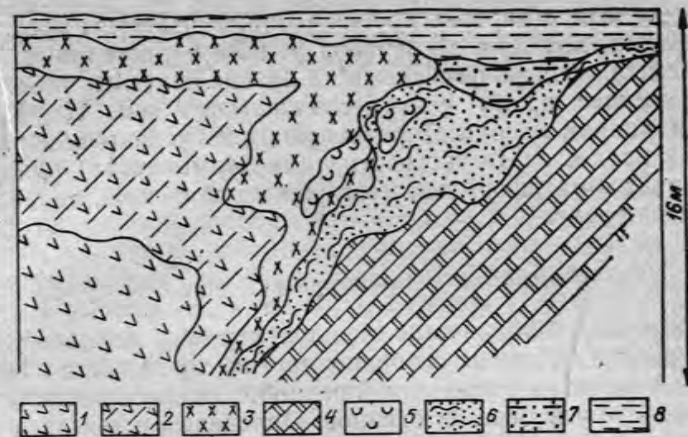


Рис. 55. Разрез через никеленосную карстовую воронку на Среднем Урале.

1 — серпентиниты; 2 — выщелоченные нонтронитизированные серпентиниты; 3 — охры; 4 — мраморы; 5 — силифицированные серпентиниты; 6 — никеленосные карстовые алевролитовые глины; 7 — углистые глины (P_3); 8 — покровные суглинки (N_2-Q).

корообразования. Наиболее продуктивны они на территориях краевых частей плит эпипалеозойской Урало-Сибирской платформы (Тургайский прогиб, Зауралье) и частично на их складчатом обрамлении (Казахстанский щит, Уральский хребет).

Никеленосная карстовая формация распространена в районах развития карбонатных пород, прорванных интрузиями ультрабазитов. Такие геологические обстановки на территории СССР известны на Урале (рис. 55) и в пределах Казахского эпипалеозойского щита, где широко проявились мезозойские эпохи корообразования. Характерной особенностью никелевых месторождений этой формации является невыдержанность рудных залежей, резкие колебания в содержании никеля (от десятых долей процента до 3—5%), присутствие никелевых силикатов и почти полное отсутствие кобальта (0,003—0,004%). Иногда среди отложений никеленосного карста встречаются лигнитовые глины с промышленным содержанием никеля (например, Черемшанское месторождение на Среднем Урале).

Формации карстовых россыпей за последние годы приобретают все большее промышленное значение. В первую очередь это касается золотоносных россыпей, приуроченных к карстовым брекчиям. Этот тип россыпей на территории СССР пока что известен только на Енисейском крае, где золотоносный карст приурочен к контакту карбонатных пород и метаморфических сланцев докембрия [Кочкин Г. Б., 1971 г.]. Заложение карста относится к меловой эпохе корообразования, а его развитие и заполнение продолжалось вплоть до неогена.

Кроме золота в карстах других районов известны промышленные скопления платины, минералов редких и рассеянных элементов, церуссита, железа, фосфоритов и других полезных ископаемых.

В настоящее время ряд исследователей (Э. И. Кутырев, Ю. С. Ляхницкий и другие) развивают идеи о широком развитии карстовых процессов (в частности, гидротермокарста) при формировании ряда стратиформных месторождений свинца, цинка, ртути, сурьмы и флюорита.

Формации флювиальных россыпей

подавляющее большинство эксплуатируемых россыпей, как на территории СССР, так и особенно других стран мира либо приурочено к элементам современной речной сети, либо располагаются вдоль современных берегов океанов. Определение генезиса немногочисленных промышленных древних россыпей с использованием метода актуализма, как правило, не дает однозначного ответа, особенно если они не несут ярко выраженных следов прибрежно-морских осадков. Это обстоятельство, на наш взгляд, обусловлено стремлением многих исследователей во что бы то ни стало «обнаружить» среди древних толщ полные аналоги современных аллювиальных, прибрежно-океанических, коллювиальных и прочих образований. Анализ эволюции фациальных обстановок в истории Земли убедительно показывает, что речные системы с постоянными водоотоками, аналогичные современным, могли возникнуть (и возникли!) только после стабилизации поверхности континентов и широкого расселения травянистой и древесной растительности, т. е. не ранее конца мезозоя. Заложение же современной речной сети в подавляющем большинстве регионов мира происходило не ранее олигоцена. До этого основным способом переноса материала в области аккумуляции являлись временные пролювиальные потоки со слабой механической дифференциацией вещества. Именно этими обстоятельствами и объясняется отсутствие промышленных аллювиальных россыпей среди отложений древних эпох. Практически интересные россыпи могли возникать только за счет переотложения элювиальных россыпей либо в стабильно существовавшей прибрежной полосе крупных морских водоемов.

Поскольку первой эпохой мощного корообразования в истории Земли явилась средне-позднедевонская, то и первые россыпи пролювиально-делювиального типа возникли именно в это время. В качестве примера может быть приведена формация титаноносных россыпей, развитая на восточных склонах Южного и Среднего Тимана. Продуктивными являются песчаные отложения эйфеля и живета. Они повсеместно залегают на корях выветривания складчатого интенсивно дислоцированного докембрийского фундамента Тимана. Россыпи приурочены к разнозернистым существенно кварцевым песчанникам с прослоями алевроито-глинистых пород и локализуются в сравнительно узких впадинах, вдававшихся в континент со стороны моря.

Для молодых эпох корообразования наиболее характерны формации прибрежно-бассейновых россыпей, как правило, не имеющих непосредственной связи с корами выветривания. Например, титан-циркониевые россыпи юры, мела Центральноевропейской провинции, олигоценые россыпи южного обрамления Западно-Сибирской платформы и т. д.

Только на новейшем этапе развития Земли среди отложений кайнозойских эпох корообразования высокую продуктивность приобрел тип потоковых россыпей, непосредственно связанных с корами выветривания. Это так называемые автохтонные россыпи (россыпи ближнего сноса, по С. И. Гурвичу [1978 г.]). Такие россыпи касситерита, вольфрамитов, тантало-ниобатов и других минералов непосредственно тяготеют к определенным коренным источникам, удаляясь от них на расстояние не более первых километров.

Глава 13

ТИПОВЫЕ ОБСТАНОВКИ ПРОЯВЛЕНИЯ ОРУДЕНЕНИЯ

Определение типовых обстановок проявления различного по составу, строению и генезису оруденения приобретает все большее значение в металлогенических исследованиях для прогнозной оценки территорий, и в первую очередь для методики количественного прогнозирования с применением математических методов (программа распознавания образов и др.). Типовая обстановка — это тот образ месторождения, рудного узла, рудного поля или рудной зоны, который определяется характерным набором пород и формаций, их взаимоотношениями, особенностями структуры, закономерностями размещения оруденения и т. д. Стремление к выделению типовых обстановок в последние годы находит отражение как при разработке современных генетических классификаций месторождений, так и при моделировании геолого-генетических условий их образования, а также в металлогении, при изучении рудных формаций. Так, при рассмотрении генетической классификации месторождений полезных ископаемых В. И. Смирнова [1976] и сопоставлении ее с предшествующими классификациями В. Линдгрена, П. М. Татарина, И. Г. Магакьяна и других нетрудно увидеть, что все предложенные изменения (выделение самостоятельных групп грейзеново-альбититовых, колчеданных, карбонатитовых и др.) вытекают из стремления к введению в классификацию типов месторождений, отличающихся по условиям залегания, связи с магматическими породами, т. е. по геолого-генетическим обстановкам.

Особенно активное развитие в последние годы получили разработки геолого-генетических моделей главнейших типов месторождений. Генетические модели позволяют отразить смысловую взаимосвязь факторов, контролирующих оруденение, и наиболее полно выражают сущность природы анализируемого типа месторождений,

включая рассмотрение источников руд, путей миграции элементов, влияние вмещающих пород, изменения p — T -условий и т. д. К настоящему времени предложено несколько вариантов моделей для наиболее детально изученных типов месторождений: медно-молибденовых порфировых, грейзеновых редкометалльных, медных колчеданных, золото-серебряных и некоторых других.

В металлогении стремление к выделению типовых обстановок проявления оруденения нашло отражение в классификациях рудных формаций. В соответствии с определением рудной формации, данным С. С. Смирновым, В. А. Кузнецовым, И. Г. Магакьяном, они наиболее полно отражают геолого-генетическую обстановку проявления оруденения. В. А. Кузнецовым [1972 г.] было выделено около 60 эндогенных рудных формаций, объединенных им в ряды и далее в группы по геологическим условиям образования: геосинклинальные, инверсионные, орогенные, платформенные и активизационные. П. А. Строной [1978 г.] выделено и охарактеризовано 40 рудных формаций для щитов, протоплатформ, платформ, геосинклиналей, современных океанов, складчатых и активизированных структур. Однако проведенные в последние годы исследования [Критерии..., 1978] показали, что одна и та же рудная формация может существенно варьировать по масштабу оруденения, сопутствующей минерализации, связи с рудоносными геологическими формациями и, наконец, залегать в металлогенических зонах различного типа. Выяснилось, что если рудная формация в том объеме и содержании, в котором она закреплена в литературе, дает достаточно удобный «образ» месторождений для разработки проблем регионального прогнозирования, то при переходе к среднекрупномасштабному прогнозированию необходимо выделение более мелких металлогенических единиц — формационных типов [Критерии..., 1978], более полно отражающих типовую геолого-генетическую обстановку проявления оруденения.

В качестве примера можно рассмотреть месторождения железорудной скарновой формации. Месторождения этого типа встречаются в пределах структурно-металлогенических зон самого разного типа: ранне- и позднегеосинклинальных, раннеорогенных, раннеактивизационных, в связи с вулканитами и интрузиями различного состава. В зонах развития интрузий мафическо-салического семейства в связи с тоналит-плагиогранит-гранодиоритовой формацией встречаются наиболее крупные и ценные промышленные скарновые железорудные месторождения (Магнитогорское, Соколовско-Сарбайская группа, Дашкесанское). Железородная минерализация ассоциирует здесь с кобальтовой, золоторудной, иногда вольфрамовой. При развитии диорит-гранодиоритовой формации или габбро-диорит-плагиогранитовой масштабы оруденения резко сокращаются, однако возрастает роль минерализации вольфрама и золота. В зонах развития формаций салического семейства — гранит-гранодиоритовой и гранит-граносиенитовой — образуются крайне незначительные по запасам железорудные скарновые месторождения, хотя некоторые из них эксплуатиру-

ются. Для руд этих месторождений обычна примесь вольфрама и молибдена.

Не менее характерный пример представляют медно-молибденовые порфировые месторождения, встречающиеся как в типичных эвгеосинклинальных зонах, так и в орогенных и активизационных и отличающиеся по связи с рудоносными формациями, глубинности становления, зональности метасоматических пород и руд. Исследованиями последних лет установлены также существенные отличия разных типов проявления медно-никелевого сульфидного оруденения, вольфрамово-молибденового скарнового и многих других.

Проведенный анализ материалов показал, что примерно из 100 наиболее распространенных на территории СССР рудных формаций около 50 встречаются в различных типах структурно-металлогенических зон и возникают в связи с несколькими геологическими формациями. Наибольшее многообразие формационных типов, выделяемых по различным геологическим обстановкам проявления оруденения, по связи с разными рудоносными геологическими формациями или (и) по приуроченности к зонам различного типа, характерно для титан-железородной (6) *, высокоглиноземистой нефелин-полевошпатовой (4), серноколчеданной и медно-цинковой колчеданной (7), марганцевой браунит-гаусманит-родонитовой кремнистой (7), медистых песчаников (4) и некоторых других. Интересно подчеркнуть, с какой быстротой накапливается материал, свидетельствующий о широком развитии конвергентности рудных формаций. В работе В. И. Смирнова [1960 г.] был впервые обсужден вопрос о конвергентности колчеданной формации. Д. В. Рундквистом [Проблемы..., 1971] конвергентность рудных формаций подчеркнута как общая характерная их черта. В работе В. А. Кузнецова [1972 г.], хотя понятие «конвергентность» рудных формаций и не фигурирует, тем не менее выделено несколько типов формаций, характерных для разных типов структур (железоскарновая, медно-молибденовая и пр.). В книге П. А. Строны «Главные типы рудных формаций» [1978 г.] указаны три конвергентные формации (металлоносные черные сланцы, сидерит-магнетитовая, стратиформная медно-свинцовая). В настоящей работе конвергентность отмечается уже более чем для 50 рудных формаций.

Табл. 21 дает представление о распределении рудных формаций по типам зон, связи оруденения с геологическими формациями и о наиболее характерном сопутствующем оруденении. Построение таблицы в определенном отношении можно рассматривать как негативное по сравнению с классификационной таблицей рудных формаций В. А. Кузнецова. В работе В. А. Кузнецова [1972 г.] предложена такая схема группировки формаций:

* В скобках указано число формационных типов — различных типов обстановок проявления оруденения.

ТИПОВЫЕ ОБСТАНОВКИ ПРОЯВЛЕНИЯ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ
(составили Д. В. Рундквист, К. А. Марков, В. А. Трофимов, В. Е. Попов)

Рудные формации	Обстановка проявления формационного типа		Типы структурно-металлогенических зон	Примеры месторождений
	Связь с геологическими формациями			
	Сопутствующее оруденение	Название формаций		
I. РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ СЕКУЩИХ КОМПЛЕКСОВ				
1. Магматические				
Хромитовая с платинидами	Тальковое, асбестовое	Дунит-перидотитовая	Раннегеосинклинальный ультрамафический	Кемпирсай (Урал)
Хром-платиновая	Титанистых магнетитов, медно-титан-ванадиевое	Дунит-клинопироксенит-габбровая	Раннегеосинклинальный мафическо-ультрамафический	Гора Соловьева (Средний Урал)
Титанистых магнетитов	Хром-платиновое, медно-титан-ванадиевое	Дунит-клинопироксенит-габбровая	Раннегеосинклинальный мафическо-ультрамафический	Качканар (Средний Урал)
Медно-титан-ванадиевая	Хром-платиновое, титанистых магнетитов	Дунит-клинопироксенит-габбровая	Раннегеосинклинальный мафическо-ультрамафический	Волковское (Средний Урал)
Титан-железородная (титаномагнетитовая)	Медно-никелевое	Перидотит-пироксенит-норитовая	Раннегеосинклинальный ультрамафическо-мафический	Норундуканское (Северо-Западное Прибайкалье)
	Медно-никелевое	Габбро-диабазовая	Рифтогенный ультрамафическо-мафический	Мончегорское (Кольский полуостров)
Апатит-титан-железородная	Полевошпатовое (высокоглиноземистое)	Сиеенит-габбровая	Раннегеосинклинальный мафическо-салический	Куусинское (Урал)
Сульфидная медно-никелевая	Титаномагнетитовое	Перидотит-пироксенит-норитовая	Раннегеосинклинальный ультрамафическо-мафический	
	Титаномангнетитовое	Габбро-диабазовая	Рифтогенный ультрамафический	
	Флогопитовое, вермикулитовое, апатитовое, редкометальное, редкоземельное, флюоритовое, тантал-ниобиевое	Базальт-долеритовая (трапповая), интрузивная фация	Платформенный эмерсионной стадии мафический	Рудопоявления Сибирской платформы
	Флогопитовое, вермикулитовое, апатитовое, редкометальное, редкоземельное, флюоритовое, тантал-ниобиевое	Габбро-верлитовая	Рифтогенный ультрамафический	Печенга (Кольский полуостров)
	Высокоглиноземистая нефелин-полевошпатовая	Меланефелинитов, щелочных ультрамафитов, фельдшпатондных габброидов и карбонатитов	Рифтогенный фондитовый	Ковдор (Кольский полуостров)
		Сиеенит-габбровая	Позднегеосинклинальный мафическо-салический	Булкинское (Западный Саян)
		Перидотит-пироксенит-норитовая	Раннегеосинклинальный ультрамафическо-мафический	Довыренское (Северо-Западное Забайкалье)
		Габбро-диабазовая	Рифтогенный ультрамафический	Мончегорское (Кольский полуостров)
		Базальт-долеритовая (трапповая), интрузивная фация	Раннегеосинклинальный мафический	Рудопоявления Полярного Урала
		Габбро-верлитовая	Платформенный эмерсионной стадии мафический	Курейский район (Сибирская платформа)
		Меланефелинитов, щелочных ультрамафитов, фельдшпатондных габброидов и карбонатитов	Рифтогенный ультрамафический	Печенга (Кольский полуостров)
		Щелочных базальтоидов, фонолитов, щелочных габброидов и нефелиновых сиеенитов		Африканда (Кольский полуостров)
				Кия-Шалтырское (Кузнецкий Алагау)

Обстановка проявления формационного типа			Типы структурно-металлогенических зон	Примеры месторождений
Рудные формации	Связь с геологическими формациями			
	Сопутствующее оруденение	Название формаций		
Флогопитовое Нефелин-апатитовое	Щелочных базальтоидов и лейцитов, щелочных габброидов и псевдолейцит-нефелиновых сиенитов		Рифтогенный фойдитовый	Инагли (Алдан) Хибины (Кольский полуостров) Хибины (Кольский полуостров) Сынырское (Северное Прибайкалье) Месторождения Сибирской платформы
	Фонолитов, щелочных трахитов и нефелиновых (апатитовых) сиенитов			
	Флонолитов, щелочных трахитов и нефелиновых (апатитовых) сиенитов			
Нефелин-апатитовая	Лейцитов, нефелиновых псевдолейцитовых и щелочных сиенитов		Рифтогенный фойдитовый	Сынырское (Северное Прибайкалье)
Полевошпат-нефелин-кальситовая	Кимберлитовая		Рифтогенный фойдитовый	Месторождения Сибирской платформы
Алмазоносная кимберлитовая	Кимберлитовая		Платформенный фойдитовый	Месторождения Сибирской платформы
Редкометалльная пегматитовая	2. Пегматитовые Гранит-гранодиоритовая		Позднегеосинклинальный саллическо-мафическо-салический	Рудопроявления Кабинского хребта (Восточный Казахстан)
Редкометалльно-редкоземельная пегматитовая	Лейкогранитовая		Раннеорогенный (раннеактивизационный) салический, секущий мафическое основание	Рудопроявления Горного Алтая Месторождения Восточного Саяна
	Гранит-граносиенитовая			
	Щелочногранитовая			
Флюоритовое	Гранит-граносиенитовая		Раннесорогенный (раннеактивизационный) салический, секущий салическое основание	Рудопроявления Восточного Забайкалья Рудопроявления Забайкалья
	Щелочногранитовая			
	Щелочногранитовая			
Апатит-редкометалльно-железородная карбонатитовая	3. Карбонатитовые Меланефелинитов, щелочных ультрамафитов, фельдшпатондных габброидов и карбонатитов		Рифтогенный фойдитовый	Ковдор (Кольский полуостров)
	Меланефелинитов, щелочных ультрамафитов, фельдшпатондных габброидов и карбонатитов			
	Щелочных базальтоидов и лейцитов, щелочных габброидов, псевдолейцит-нефелиновых сиенитов			
Флогопитовая	4. Скарновые Базальт-долеритовая (траповая), интрузивная фация		Рифтогенный фойдитовый	Африканда (Кольский полуостров)
	Габбро-диорит-плагногранитовая			
	Тоналит-плагногранит-гранодиоритовая			
Железородная магнезиферритовая скарновая	Железородное альбититовое, золоторудное		Платформенный мафический	Ангаро-Илимская группа (Сибирская платформа)
	Золоторудное, меднорудное, борное, свинцово-цинковое, сульфидное, сульфидное			
	Железородное альбититовое, золоторудное			
Железородная скарновая	4. Скарновые Базальт-долеритовая (траповая), интрузивная фация		Платформенный мафический	Ангаро-Илимская группа (Сибирская платформа)
	Габбро-диорит-плагногранитовая			
	Тоналит-плагногранит-гранодиоритовая			
Железородная скарновая	Железородное альбититовое, золоторудное		Раннегеосинклинальный мафическо-салический	Месторождения Полярного Урала
	Золоторудное, меднорудное, борное, свинцово-цинковое, сульфидное, сульфидное			
	Железородное альбититовое, золоторудное			
Железородная скарновая	4. Скарновые Базальт-долеритовая (траповая), интрузивная фация		Позднегеосинклинальный мафическо-салический	Соколово-Сарбайская группа (Тургай), Дашкесан (Малый Кавказ)
	Габбро-диорит-плагногранитовая			
	Тоналит-плагногранит-гранодиоритовая			

Рудные формации	Обстановка проявления формационного типа		Типы структурно-металлогенических зон	Примеры месторождений
	Связь с геологическими формациями			
	Сопутствующее оруденение	Название формаций		
Редкометалльно-железородная скарновая	Арсенидно-кобальтовое, флюоритовое	Гранит-гранодиоритовая	Позднегоосинклинальный салитско-мафическо-салический	Рудопроявления Улахан-Сисского района (Якутия)
Боро-железородная скарновая	Меднородное, золоторудное полиметаллическое, арсенидно-кобальтовое	Диорит-гранодиоритовая	Раннеорогенный (раннеактивизационный) мафическо-салический, секущий мафическое основание	Туранглы (Средняя Азия), Саяк (Казахстан)
Медно-железородная скарновая	Сульфоарсенидно-кобальтовое, свинцово-цинковое	Тоналит-плагитогранит-гранодиоритовая	Позднегоосинклинальный мафическо-салический	Тельбесская группа (Кузнецкий Алатау)
Оловородная скарновая	Сульфоарсенидно-кобальтовое, редкометалловое, золоторудное	Тоналит-плагитогранит-гранодиоритовая	Позднегоосинклинальный мафическо-салический	Рудопроявления Среднего Урала
	Молибденовое, шеелитовое, золоторудное, свинцово-цинковое, сульфоарсенидно-кобальтовое	Диорит-гранодиоритовая	Раннеорогенный (раннеактивизационный) мафическо-салический, секущий мафическое основание	Саяк (Центральный Казахстан)
	Свинцово-цинковое, боро-железородное	Диорит-гранодиоритовая	Раннеорогенный (раннеактивизационный) салитско-мафическо-салическое основание	Месторождения Арманского района (Охотско-Чукотский пояс)
	Свинцово-цинковое	Диорит-гранодиорит-лейкогранитовая		Большой Каньон (Якутия)

Полиметаллическая скарновая

Оловородное

Золоторудное, молибденовое

Молибден-вольфрамовая скарновая с золотом

Полиметаллическое, редкометалльно-железородное

Полиметаллическое редкометалльно-железородное

Диорит-гранодиорит-лейкогранитовая

Диорит-гранодиоритовая

Тоналит-плагитогранит-гранодиоритовая

Диорит-гранодиоритовая

Раннеорогенный (раннеактивизационный) салитско-мафическо-салическое основание

Раннеорогенный (раннеактивизационный) мафическо-салический, секущий мафическое основание

Позднегоосинклинальный мафическо-салический

Раннеорогенный (раннеактивизационный) мафическо-салический, секущий мафическое основание

Дальнегорское (Приморье)

Алтантопканское (Тянь-Шань), рудопроявления Гиссарского хребта

Месторождения Карамара (Тянь-Шань)

Чарух-Дайронское (Тянь-Шань)

5. Грейзеновые и альбититовые

Олово-вольфрамовая кварцевогрейзеновая

Гранит-гранодиоритовая

Лейкогранитовая, аляскитовая

Редкометалльно-флюоритовая грейзеновая и апогранитовая

Оловородное

Гранит-гранодиоритовая

Позднегоосинклинальный салитско-мафическо-салический

Раннеорогенный (раннеактивизационный) салитско-салический, секущий мафическое основание

Позднегоосинклинальный салитско-мафическо-салический

Рудопроявления Магаданской области Иультин (Чукотка)

Вознесенское (Приморье)

Обстановка проявления формационного типа			Примеры месторождений
Рудные формации	Связь с геологическими формациями		
	Сопутствующее оруделение	Название формаций	Типы структурно-металлогенетических зон
Вольфрамовое, молибденовое	Лейкогранитовая и аляскитовая	Раннеорогенный (раннеактивизационный) саллический, секущий мафическое основание	Акчатау (Центральный Казахстан)
Оловорудное, вольфрамовое	Лейкогранитовая и аляскитовая	Раннеорогенный (раннеактивизационный) саллический, секущий мафическое основание	Солнечное (Приморье)
Редкоземельное тантал-ниобиевое	Гранит-граносеннитовая, щелочногранитовая	Раннеорогенный (раннеактивизационный) саллический, секущий мафическое и саллическое основание	Рудопоявления Забайкалья
Флюоритовое	Гранит-граносеннитовая, щелочногранитовая	Раннеорогенный (раннеактивизационный) саллический, секущий мафическое и мафическое основание	Рудопоявления Забайкалья
Флюоритовое, редкоземельное	Лейкогранитовая, аляскитовая	Раннеорогенный (раннеактивизационный) саллический, секущий мафическое основание	Акчатау (Центральный Казахстан)
Вольфрам-молибденовая грейзеновая	Гранит-гранодиоритовая	Позднегосинклинальный саллическо-мафическо-саллический	Урзарсайское (Горный Алтай)
Вольфрамовая кварц-полевошпатовая гумбенитовая	Лейкогранитовая, аляскитовая	Раннеорогенный (раннеактивизационный) саллический, секущий мафическое основание	Верхнее Кайракты (Казахстан)

Обстановка проявления формационного типа			Примеры месторождений
Рудные формации	Связь с геологическими формациями		
	Сопутствующее оруделение	Название формаций	Типы структурно-металлогенетических зон
Хризотил-асбестовая	Дунит-перидотитовая	Раннегосинклинальный ультрамафический	Актовракское (Западный Саян)
Золоторудная кварцевая и золоторудная сульфидная	Габбро-диорит-плагитогранитовая Габбро-диорит-гранодиоритовая	Раннегосинклинальный мафическо-саллический Позднегосинклинальный мафическо-саллический	Рудопоявления Полярного Урала Степнякская группа (Центральный Казахстан)
Золото-сурьмяная березитовая	Тоналит-плагитогранит-гранодиоритовая	Позднегосинклинальный саллическо-мафическо-саллический	Месторождения Северовостока СССР
Медно-молибденовая порфирировая	Диорит-гранодиоритовая	Позднегосинклинальный мафическо-саллический	Пластовское (Южный Урал)
Золото-сурьмяная березитовая	Габбро-диорит-гранодиоритовая	Раннеорогенный (раннеактивизационный) мафическо-саллический, секущий мафическое основание	Рудопоявления Казахстана
Золото-сурьмяная березитовая	Тоналит-плагитогранит-гранодиоритовая в сочетании с эффузивами мафического семейства	Позднегосинклинальный саллическо-мафическо-саллический	Месторождения Яно-Колымской области (Северо-Восток СССР)
Золото-сурьмяная березитовая	Диорит-гранодиоритовая в сочетании с эффузивами мафическо-саллического семейства	Позднегосинклинальный мафическо-саллический	Салаватское (Урал)
Золото-сурьмяная березитовая	Диорит-гранодиоритовая в сочетании с эффузивами мафическо-саллического семейства	Раннеорогенный (раннеактивизационный) мафическо-саллический, секущий мафическое основание	Коунрад (Центральный Казахстан)

6. Гидротермальные

Рудные формации	Обстановка проявления формационного типа		Примеры месторождений
	Типы структурно-металлогенических зон		
	Связь с геологическими формациями	Название формаций	
Свинцово-цинковая березитовая	Сопутствующее оруденение	Диорит-гранодиоритовая	Раннеорогенный (раннеактивизационный) мафическо-салический, секущий мафическое основание
	Серебряное, золоторудное, молибденовое	Диорит-гранодиорит-лейкогранитовая	
Касситеритовая	Сопутствующее оруденение	Диорит-гранодиоритовая	Раннеорогенный (раннеактивизационный) салическо-мафическо-салический, секущий салическое основание
	Серебряное, серебро-сульфосольное, золоторудное, оловорудное	Диорит-гранодиорит-лейкогранитовая	
Касситеритовая кварцевая	Сопутствующее оруденение	Лейкогранитовая, аляскитовая	Раннеорогенный (раннеактивизационный) салический, секущий салическое основание
	Вольфрамовое, флюоритовое	Диорит-гранодиорит-лейкогранитовая	

Вольфрамовая	Моллибденовое, флюоритовое, висмутовое	Лейкогранитовая, аляскитовая	Раннеорогенный (раннеактивизационный) салическо, секущий мафическое основание	Холтосонское (Забайкалье)
Молибденовая кварц-березитовая	Вольфрамовое, редкое-мельное, свинцово-цинковое	Лейкогранитовая, аляскитовая, щелочногранитовая, гранит-граносиенитовая	Раннеорогенный (раннеактивизационный) салическо-мафическо-салический, секущий мафическое основание	Месторождения Восточного Забайкалья
Полиметаллическая	Золоторудное, полиметаллическое	Диорит-гранодиоритовая	Раннеорогенный (раннеактивизационный) мафическо-салический, секущий мафическое основание	Месторождения Восточного Забайкалья
Графитовая контактная	Базальт-долеритовая (трапповая)	Базальт-долеритовая (трапповая), интрузивная фацция, в сочетании с угленосной	Платформенный эмерсионной стадии мафический	Месторождения Сибирской платформы

7. Контактво-метаморфические

II. РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ СТРАТИФИЦИРОВАННЫХ КОМПЛЕКСОВ

1. Колчеданные

Серноколчеданная и медно-цинковая колчеданная	Натриевых базальтов, натриевых базальтов и липаритов, кремнисто-сланцевая	Раннегеосинклинальный мафический слабо дифференцированный	Рудопроявления Джалаир-Найманской зоны (Казахстан)
Свинцово-цинковое	Натриевых базальтов, натриевых базальтов и липаритов, базальт-андезит-липаритовая, кремнисто-сланцевая	Раннегеосинклинальный мафический дифференцированный	Гайское (Южный Урал)

Обстановка проявления формационного типа			Типы структурно-металлогенических зон	Примеры месторождений
Рудные формации	Связь с геологическими формациями	Название формаций		
Сопутствующее оруделение				
3. Стратиформные (тегермальные)				
Барит-свинцово-цинковая кремнисто-карбонатная	Железорудное, марганцевое	Кремнисто-карбонатная, карбонатно-кремнисто-глинистая	Раннегеосинклинальный кремнисто-сланцево-карбонатный	Каражалское (Центральный Казахстан)
Барит-свинцово-цинковая карбонатная	Флюоритовое	Известняковая, кремнисто-карбонатная, известняково-доломитовая, рифовая	Раннегеосинклинальный терригенно-карбонатный	Каратау (Южный Казахстан)
Свинцово-цинковая карбонатная	Ратовкизовое	Известняково-глинисто-песчаная сероцветная	Платформенный трансгрессивной стадии терригенный сероцветный	Рудопроявления Сибирской платформы
Сидеритовая	Ртутное	Известняковая	Платформенный инудационной стадии карбонатный	Рудопроявления Балтийско-Московской синеклизы
Золоторудная «черносланцевая»	Магнетитовое, свинцово-цинковое, флюоритовое	Известняково-доломитовая, рифовая	Перикратонный терригенно-карбонатный	Сарлана (Юго-Восточная Якутия)
	Свинцово-цинковое, пиритовое	Известняково-доломитовая	Раннегеосинклинальный терригенно-карбонатный	Бакальское (Урал)
	Пиритовое	Аспидная, кремнисто-карбонатно-глинисто-песчаная	Геосинклинальный чехла средних массивов и геоконтинентальных подъятий	Рудопроявления Приколмыя (Северо-Восток СССР)
		Углеродисто-кремнистая, аспидная, кремнисто-	Раннегеосинклинальный терригенный	Байкало-Патомское нагорье, рудопроявления Южного Верхоянья
			Раннегеосинклинальный кремнисто-сланцевый	Мурунтау (Средняя Азия)
Золоторудная джасперовидная	Пиритовое	карбонатно-глинисто-песчаная	Раннегеосинклинальный терригенно-карбонатный	Рудопроявления Восточного Саяна
Киноварная терригенная аргиллитовая	Свинцово-цинковое, мышьяково-сурьмяное	Аспидная, натриевых базальтов	Раннегеосинклинальный, сланцевый	Никитовка (Украина), рудопроявления Большого Кавказа
Киноварно-флюорит-антимонитовая джасперовидная	Свинцово-цинковое	Кремнисто-карбонатная	Раннегеосинклинальный терригенно-карбонатный	Хайдаркан (Южный Тянь-Шань)
		Кремнисто-карбонатная	Раннегеосинклинальный мафический слабо дифференцированный	Рудопроявления Средней Азии
Золоторудная листовитовая		Андезитовая, дацит-липаритовая при сочетании с телами ультрамафического состава	Раннеорогенный (раннеактивизационный) мафическо-салический на мафическом основании	Золдское (Малый Кавказ)
Ртутная метациннабарит-киноварная листовитовая		Андезитовая, дацит-липаритовая при сочетании с телами ультрамафического состава	Раннеорогенный (раннеактивизационный) мафическо-салический на мафическом основании	Тамватнейское (Корякия)
Ртутная метациннабарит-киноварная карбонатная аргиллизитовая		Андезитовая, трахиандезитовая, дацит-липаритовая при сочетании с карбонатными геосинклинальными толщами	Раннеорогенный (раннеактивизационный) мафическо-салический на мафическом основании	Акташ (Горный Алтай)
		Дацил-липаритовая, липаритовая, трахиллипаритовая в фундаменте вулканогенных поясов, сложенном карбонатными геосинклинальными толщами	Раннеорогенный (раннеактивизационный) салический на мафическом и салическом основании	Западно-Палайское (Чукотка)
4. Гидротермальные				

Обстановка проявления формационного типа			Примеры месторождений
Рудные формации	Связь с геологическими формациями		
	Сопутствующие оруденение	Название формаций	Типы структурно-металлогенических зон
Ферберит-антимонитовая аргиллитовая	Золото-серебряное, ртутное	Андезитовая, дацит-липаритовая	Раннеорогенный (раннеактивизационный) мафическо-салический на мафическом и салическом основании
Золото-серебряная	Золото-серебряное, ртутное	Дацил-липаритовая, липаритовая	Раннеорогенный (раннеактивизационный) салический на мафическом основании
Оловорудная сульфосольная и оловорудная рнолитовая	Самородной серы, алунитовое, свинцово-цинковое	Андезитовая, трахиандезитовая, дацит-липаритовая	Раннеорогенный (раннеактивизационный) мафическо-салический на мафическом основании
Редкометаллическая аргиллитовая	Оловорудное	Дацил-липаритовая, липаритовая, трахилипаритовая	Раннеорогенный (раннеактивизационный) салический на салическом основании
Флюорит-поллиметаллическая	Свинцово-цинковое, серебряное, флюоритовое	Дацил-липаритовая, липаритовая, трахилипаритовая	Раннеорогенный (раннеактивизационный) салический на мафическом основании
	Флюоритовое	Дацил-липаритовая, липаритовая, трахилипаритовая	Раннеорогенный (раннеактивизационный) салический на салическом основании
	Баритовое	Дацил-липаритовая, липаритовая, трахилипаритовая при сочетании	Раннеорогенный (раннеактивизационный) салический на мафическом и салическом основании

Флюоритовая	Баритовое	с карбонатными толщами в основании впадин	салическом основании	Калангут, Усуглинское (Восточное Забайкалье)
Исландского шпата	Баритовое, целестиновое	Базальт-долеритовая (трапповая)	Платформенный эмерсивной стадии мафический	Месторождения Сибирской платформы
Медистых песчанников	Свинцово-цинковое	5. Осадочные Молассидная, алевроитовая песчаная красноцветная	Раннеорогенный (раннеактивизационный) осадочный	Джезказган (Казахстан)
Железородная кремнисто-гематитовая		Алевроитовая песчаная красноцветная	Платформенный регрессивной стадии терригенный красноцветный	Рудопроявления Донбасса
Железородная оолитовая	Фосфоритовое	Алевроитовая песчаная красноцветная, глинисто-песчаная красноцветная	Платформенный эмерсивной стадии терригенный красноцветный	Месторождения Приуралья
		Алевроитовая песчаная красноцветная	Краевых прогибов орогенный терригенный	Месторождения Прибайкалья
		Алевроитовая песчаная сероцветная	Платформенный трансгрессивной стадии терригенный красноцветный	Ангаро-Ленский бассейн
		Песчано-глинистой подгруппы	Раннегеосинклинальный терригенно-карбонатный	Рудопроявления западного склона Полярного Урала
			Платформенный интраконтинентальный	Рудопроявления Прибалтики

Рудные формации	Связь с геологическими формациями		Типы структурно-металлогенических зон	Примеры месторождений
	Соответствующее орудуение	Название формаций		
Марганцевая манганит-пирролюзитовая терригенная		Глинисто-песчаная сероцветная	Платформенный регрессивной стадии терригенный сероцветный	Лисаковское (Северный Казахстан)
Марганцевая псаммелан-пирролюзитовая терригенная		Молассоидная, алевроитовая, алевроитовая, алевроитовая		
Марганцевая манганокальцитовая карбонатная		Глауконитовая глинисто-песчаная		
		Известняково-глинисто-песчаная сероцветная		
Фосфоритовая терригенная		Кремнисто-карбонатная, известняково-доломитовая	Раннеорогенный (раннеактивизационный) осадочный и позднеорогенный (позднеактивизационный) осадочный	Месторождения Мангышлака
		Кремнисто-карбонатная, известняково-доломитовая		
		Известняково-глинисто-песчаная пестроцветная, глинисто-песчаная сероцветная	Геосинклинальный чехла средних массивов и геосинклинальных подъятий	Усинское (Кузнецкий Алау)
		Глауконитовая глинисто-песчаная, глинисто-песчаная сероцветная		
			Раннегеосинклинальный магфический дифференцированный	Рудопроявления Урала
			Платформенный (раннеактивизационный) осадочный и позднеорогенный (позднеактивизационный) осадочный	Таджикский бассейн (Средняя Азия)
			Платформенный трансгрессивной стадии терригенный сероцветный	Вятско-Камский бассейн (Русская платформа)

Фосфоритовая терригенно-карбонатная	Глинисто-песчаная сероцветная	Краевых прогибов орогенный терригенный	Платформенный инуандационный стадии карбонатный	Месторождения Предуральяского прогиба
Бокситовая карбонатная	Кремнисто-карбонатная, опоковая, кремнисто-доломитовая	Платформенный инуандационный стадии карбонатный		
	Известняковая, известняково-доломитовая, рифовая	Раннегеосинклинальный мафический дифференцированный	Раннегеосинклинальный терригенно-карбонатный и позднегеосинклинальный терригенно-карбонатный	СУБР
	Известняково-доломитовая, рифовая	Раннегеосинклинальный терригенно-карбонатный и позднегеосинклинальный терригенно-карбонатный		ЮУБР
Бокситовая терригенная	Известняково-доломитовая, рифовая	Геосинклинальный чехла средних массивов и геосинклинальных подъятий	Позднеорогенный (позднеактивизационный) осадочный	Месторождения Кузнецкого Алау
	Известняково-глинисто-песчаная пестроцветная	Позднеорогенный (позднеактивизационный) осадочный		Таджикский бассейн (Средняя Азия)
	Кварцево-каолинитовая	Платформенный эмерсивной стадии терригенный сероцветный и кор ветривания	Рифтогенный молассоидный	Тихвинское (Русская платформа)
	Галогенной группы, известняково-глинисто-песчаная пестроцветная	Рифтогенный молассоидный		Рудопроявления Западного Забайкалья
Карналлит-сильвин-галитовая	Галогенная калиеносная	Позднеорогенный (позднеактивизационный) осадочный	Платформенный регрессивной стадии, эвапоритовый галогенный	Гаурдак (Средняя Азия)
	Бромное, борное	Платформенный регрессивной стадии, эвапоритовый галогенный		Прикаспийский бассейн

Обстановка проявления формационного типа			Типы структурно-металлогенетических зон	Примеры месторождений
Рудные формации	Связь с геологическими формациями	Название формаций		
	Сопутствующее оруделение			
Галитовая		Галогенная калиеносная Галогенная калиеносная Галититовая Галититовая Галититовая	Авлакогенный эвапоритовый Крайевых прогибов орогенный эвапоритовый Платформенный регрессивной стадии эвапоритовый галогенный Авлакогенный эвапоритовый Крайевых прогибов орогенный эвапоритовый	Припятско-Донецкий бассейн Верхнекамский бассейн Московская синеклиза Патомско-Вилуйский прогиб Предкарпатский бассейн

III. РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

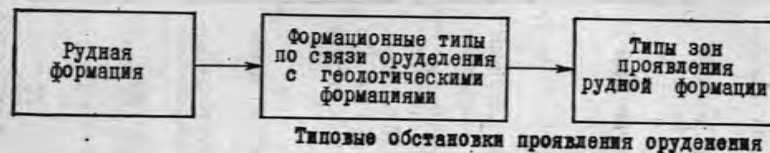
Титановая рутиловая амфиболит-эклотитовая		Эклогит-глаукофансланцевая	Эклогит-глаукофансланцевая	Шубинское (Южный Урал)
Титан-железородная эклогитовая	Платиноидное, медно-никелевое	Двапироксеновых гранулитов, гнейсов и амфиболитов	Метабазит-гранулитовый	Новоселковское (Белоруссия)
Апатит-титан-железородная	Платиноидное	Анортозитовая	Чарнокит-эндербит-анортозитовый	Гаумское (хр. Джугджур)
Железородная амфиболит-эклотитовая	Золоторудное	Амфиболитов, диопсид-роговообманковых гнейсов и кальцифиоров	Метабазит-гранулитовый	Байкальское (Алдан)
Магнетит-апатит-флогопитовая магнетитовая	Медно-цинковое, кобальтовое	Амфиболитов и андалузитсодержащих кристаллосланцев	Амфиболит-кристаллосланцевый	Тасжное (Алдан)

Серебро-никель-кобальтовая (фальбанд)	Медное, пиритовое	Метабазитов и андалузитсодержащих кристаллосланцев	Метабазит-кристаллосланцевый	Кивгуба (Северная Карелия)
Золоторудная диафторитовая	Пиритовое, медно-свинцово-цинковое	Зеленосланцевых диафторитов	Зеленосланцевых диафторитов	Рудопроявления Станового хребта
Керамических и редкометалльных пегматитов	Мусковитовое	Мигматит-гранитовая	Мигматит-гранитовый	Липовара (Приладожье)
Керамических и слюдоносных пегматитов		Мигматит-гранитовая при сочетании с формацией глиноземистых гнейсов и кварцитогнейсов	Мигматит-гранитовый	Месторождения Северной Карелии
Высокоглиноземистая андалузит-корундовая	Андалузитовое, кордиеритовое, силлиманитовое	Высокоглиноземистых гранулитов и кальцифиоров	Гнейсово-гранулитовый	Рудопроявления Украины и Алдана
Высокоглиноземистая кианитовая	Силлиманитовое	Кианитсодержащих гнейсов и кристаллосланцев	Высокоглиноземистых гнейсов и сланцев	Месторождения Кольских тундр (Кольский полуостров)
Высокоглиноземистая полевошпатовая	Титаномагнетитовое, апатитовое	Анортозитовая	Чарнокит-эндербит-анортозитовый	Маймаканское (Якутия)
Графитовая кингитовая	Пиритовое, медное	Кварцит-кингитовая	Гнейсово-гранулитовый	Скалеватское (Украина)
Жадит-глаукофановая	Рутиловое	Глаукофансланцевая	Эклогит-глаукофансланцевый	Рудопроявления Южного Урала и Прибайкалья
Гранулированного кварца и хрусталеносная кварцевожильная		Кварцитов и андалузитсодержащих гнейсов	Гнейсо-кварцитовый	Рудопроявления Алдана

Примечание. Шрифтом выделены структурно-металлогенетические зоны, в пределах которых формируются наиболее типичные месторождения рудных формаций.



В данной работе этот вопрос нашел отражение в первой ее части. Задача же настоящего раздела противоположная: наметить дальнейшее разделение рудных формаций по типовым обстановкам проявления оруденения. Соответственно в табл. 21 принята следующая схема расположения материала:



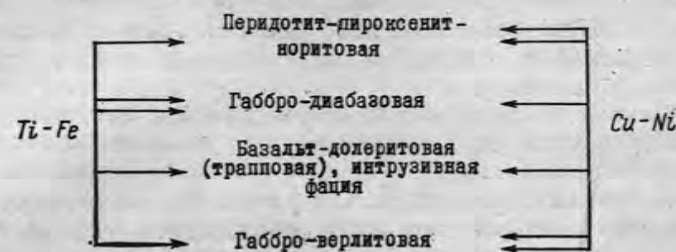
Последовательность перечисления рудных формаций в таблице произведена в соответствии с генетической классификацией месторождений полезных ископаемых В. И. Смирнова. Это позволило избежать многократных повторений, неизбежных в случае расположения рудных формаций по видам полезных ископаемых, поскольку большинство из них содержит комплексную минерализацию, например: Fe—Ti—Cu—Ni; Fe—Mn—Zn—Pb—Ba; Sn—W; W—Mo и т. д. Вместе с тем в ряде случаев при этом возникли естественные трудности и условности при отнесении формаций к тем или иным генетическим типам, связанные с неопределенностью решения генетических вопросов (магматические—метасоматические, гидротермальные—осадочные? и др.).

Рассмотрение таблицы позволяет сделать некоторые выводы.

1. В первую очередь следует подчеркнуть, что выделенные и охарактеризованные в работе типы структурно-металлогенетических зон и рудоносных формаций определяют главнейшие типовые обстановки проявления оруденения. Можно также заключить, что в общем случае для каждого формационного типа сопутствующее оруденение, рудоносная формация и тип зоны оказываются определенным образом взаимосвязанными. При этом число формационных типов, выделяемых по связи с геологическими формациями, примерно соответствует числу структурно-металлогенетических зон, в которых встречается данная рудная формация. Так для титан-железорудной формации выделяется 5 типов по связи с различными геологическими формациями и 6 типов зон, для которых характерно это оруденение; для серноколчеданной и медно-цинковой колчеданной—соответственно 7 формационных типов и 7 типов зон и т. д. Исключение устанавливается лишь для специфических рудных формаций рифтогенных структур (см., например, высокоглиноземистую нефелин-полевошпатовую формацию).

2. При многообразии типов оруденения, проявленного в пределах единой структурно-металлогенетической зоны, можно установить, что широкое развитие месторождений одного типа практиче-

ски определяет ограниченное распространение других типов. Из сопоставления, например, масштабов титан-железорудного и медно-никелевого оруденения, развивающегося в единых зонах



(формации титан-железорудная и серноколчеданная с медно-цинковой колчеданной), можно видеть, что типичные месторождения Ti—Fe связаны с габбро-диабазовой формацией (Кусинское и др.) а Cu—Ni с перидотит-пироксенит-норитовой (Мончегорское и др.) и с габбро-верлитовой (Печенгская группа). На схеме наиболее значимые связи оруденения с формациями указаны двойными стрелками.

Подобные соотношения, устанавливаемые и в других типах зон, указывают на необходимость учета отличий между «фоновой» и «промышленно значимой» металлогенетической специализацией зон и формаций.

3. Из анализа таблицы следует, что масштаб, объем понятия «рудная формация» оказался не во всех случаях выдержан. То обстоятельство, что для одних рудных формаций выделено до 7 формационных типов, а для других рудная формация соизмерима по объему с формационным типом, свидетельствует об определенном несовершенстве принятой классификации рудных формаций и вместе с тем о различной степени их изученности.

4. Суммированные в таблице материалы подтверждают вывод о конвергентности рудных формаций. Последние могут возникать в итоге различных геологических процессов, в различных геологических обстановках и в различных типах зон. Однако если сравнить конвергентность минерала (например, кварца, пирита, кальцита и др.), породы (например, гранита, амфиболита и др.) и рудной формации, то мы с неизбежностью приходим к выводу о том, что по мере возрастания уровня организации природных тел степень их конвергентности, отражающая вариации способов образования, закономерно уменьшается. Возможность возникновения сходных и однотипных рудных формаций в различных геологических обстановках в разных типах структурно-формационных и структурно-металлогенетических зон представляет собой важный в научном и практическом отношении вывод. Конвергентность рудных формаций является отражением одного из наиболее общих законов развития минеральных образований, известного в литературе как парагенетическое правило Ферсмана: сочетание минералов, образовавшееся из определенной ассоциации элементов, при

данной термодинамической обстановке определено и независимо от генетических путей их образования. Это правило представляет собой как бы геологическую интерпретацию второго основного закона термодинамики (закона Гесса), который формулируется так: «энергетический эффект какой-либо реакции зависит лишь от начального и конечного состояния системы, но не зависит от пути, по которому шел процесс».

Прослеживая последовательное уменьшение степени конвергентности природных образований в ряду минерал — порода (парагенезис) — формация, можно прийти к выводу о том, что комплексы (парагенезисы формаций, т. е. в рассматриваемом случае возрастные ряды) представляют собой образования уже не конвергентные, а характеризующие вполне определенные геологические условия развития, тектонические режимы, этапы и стадии формирования земной коры. Как следствие этого, формационные типы месторождений, выделенные с учетом геологических особенностей их проявления в различных типах зон (табл. 21), образования инвариантные, а соответственно и максимально удобные для разработки их геолого-генетических моделей, критериев их прогнозирования, поисков и разведки.

Обобщая многочисленные публикации по вопросам генезиса рудных формаций с учетом особенностей их проявления в различных геологических обстановках, можно сделать следующие заключения: 1) история формирования каждого месторождения, как правило, оказывается значительно более длительной и с учетом возраста образования отдельных рудных тел, залежей и слагающих их рудных и нерудных парагенезисов растягивается на десятки и даже в ряде случаев сотни миллионов лет; 2) при формировании месторождений самых разных генетических типов значительно шире, чем представлялось раньше, проявляется взаимосвязь экзогенного и эндогенного минералообразования.

С одной стороны, это проявляется в том, что многие «типичные» экзогенные стратиформные месторождения железа, меди, цинка, свинца и даже солей, углей, битумов, как выясняется, приурочены к узлам длительной тектонической активности [Глобальные закономерности. . ., 1974]. С другой стороны, накапливается все больше данных об участии в формировании типичных эндогенных месторождений процессов выветривания и корообразования, а также инфильтрации поверхностных вод.

Характерным примером в этом отношении являются медно-молибденовые порфировые месторождения, возникновение которых связано не только с привнесением элементов из глубинных очагов, но и с широким участием в процессе рудообразования элементов, выщелоченных из вмещающих пород андезит-диоритового состава под влиянием поверхностных вод. Подобным образом происходит формирование богатых руд в ходе вторичного обогащения в зоне гипергенеза. Аналогичные данные, свидетельствующие о важном значении инфильтрационных вод, процессов корообразования и соответственно палеоклиматов в формировании эндогенных место-

рождений, получены также для классического рудного района Корнуолла. Здесь сложная взаимосвязь эндогенного и экзогенного процессов подчеркивается хронологическим совпадением периодов формирования главных олово-медных рудных жил (270—220 млн. лет) и периода образования на поверхности кор выветривания основных вулканитов и формирования толщ пермских краснокварцев.

Особо важное значение взаимосвязи экзогенного и эндогенного рудообразования имеют при формировании так называемых телетермальных стратиформных месторождений меди, свинца и цинка.

В работах Е. А. Баскова [1978 г.] было показано важное влияние захороненных поверхностных вод на формирование медно-никелевых, полиметаллических и железорудных месторождений Сибирской платформы, относимых во всех классификациях к типично эндогенным месторождениям.

Глава 14

ОСНОВНЫЕ ИТОГИ ИЗУЧЕНИЯ РУДОНОСНОСТИ И ФОРМАЦИЙ СТРУКТУР ЗЕМНОЙ КОРЫ И ПУТИ ДАЛЬНЕЙШИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

В основу настоящей работы были положены общие принципы региональных металлогенических исследований, разработанные коллективом ВСЕГЕИ в 50—60-е годы, в период составления первых металлогенических карт территории СССР. Дополнительно были проанализированы новые материалы, на основании которых введены изменения и уточнения, отражающие достижения последнего десятилетия, в первую очередь в области формационного анализа и изучения тектонических структур земной коры и закономерностей их развития.

Ниже кратко резюмируем основные итоги проведенных исследований.

1. В работе уточнены принципы выделения металлогенических единиц различных рангов: структурно-металлогенических, металлогенических и рудных зон. За основу выделения приняты структурно-вещественные характеристики — комплексы формаций, формации, парагенезисы (породы, руды) — с учетом их пространственных и временных соотношений. Временные металлогенические подразделения — этапы, стадии, подстадии, фазы и т. д. — отражают при этом интервалы времени образования формационных комплексов, формаций, пород и руд, а также моменты главнейших структурных перестроек и перерывов в развитии процессов рудообразования, т. е., по существу, применен тот же подход, который ранее был разработан в учении о месторождениях полезных ископаемых: стадии минерализации соответствует образование одного минерального парагенезиса, этапу минерализации — образование рудной формации (закономерного сообщества парагенезисов).

2. Подчеркнуто важное значение при проведении прогнозно-металлогенических исследований принципа соизмеримости структурно-вещественных, пространственных и временных подразделений. Намеченная в табл. 1 соизмеримость структурно-металлогенических и структурно-формационных зон со структурно-формационными комплексами (структурно-вещественное подразделение), со структурными ярусами (тектоническое и стратиграфическое подразделение), со стадиями тектоно-магматического цикла в складчатых областях и седиментогенного цикла в платформенном чехле (периодическое ритмично-стадийное подразделение) была положена в основу всей дальнейшей систематизации данных и описания типов зон, рядов формаций. Дальнейшая разработка «соизмеримости» главных единиц, выделяемых в стратиграфии, геохронологии, тектонике, формационном анализе и металлогении, — одна из насущных задач настоящего периода развития геологической науки. Можно сказать, что в такой же мере, как в физике решение задач определяет необходимость использования определенной системы единиц (СГС, СИ и др.), так и в металлогении в зависимости от масштаба исследований должна применяться единая система соизмеримых структурно-вещественных, временных и пространственных подразделений.

3. Разработана типизация структурно-металлогенических и структурно-формационных зон территории СССР на основе изучения и сопоставления возрастных рядов геологических формаций. Подчеркнуто принципиальное различие развития зон, сложенных стратифицированными (осадочными и вулканогенно-осадочными) и секущими (интрузивными и вулканогенно-интрузивными) формациями. Кроме того, выделение в качестве самостоятельных формаций метаморфических образований и кор выветривания позволило представить наблюдающееся многообразие геологических обстановок как результат пространственного совмещения различных по генезису (осадочных, вулканогенных, интрузивных, метаморфических, гипергенных) и времени развития типов зон.

В целом, таким образом, статическая картина распределения металлогенических зон в пределах регионов заменена, по существу, на ретроспективную, позволяющую проследить историю развития той или иной структуры от начала накопления в ней первичных стратифицированных толщ до последующих периодов внедрения интрузий, метаморфизма и, в случае выведения на дневную поверхность, процессов эрозии и возникновения кор выветривания.

4. Для территории СССР выделено 87 типов зон, каждая из которых отличается по характеру и масштабам оруденения, в том числе 50 стратифицированных типов зон (из них 23 осадочных амагматических и 27 с развитием вулканизма), 21 зона секущего типа с проявлением интрузивных магматических пород. Для каждой из зон выше были намечены главные (типоморфные) и второстепенные геологические формации и соответственно профилирующие и менее характерные рудные формации.

О разнообразии типов зон различных по времени формирова-

ния в истории геологического развития складчатых областей и платформ дают представление нижеследующие цифры. Выделено зон*: раннегеосинклинальных — 14, позднегеосинклинальных — 5, геосинклинальных без разделения на стадии — 1, раннеорогенных — 9, позднеорогенных — 1, платформенного чехла — 17, активизации — 16 (повторного орогенеза — 10, рифтогенеза — 6).

Важно при этом также подчеркнуть, что выделявшиеся ранее на металлогенических и тектонических картах эв-, микто-, миогеосинклинали, орогенные пояса, оказались разделенными по особенностям проявления геологических и рудных формаций на целый ряд типов. В частности для статифицированных раннегеосинклинальных образований выделено 4 зоны эвгеосинклинального, 3 миктогеосинклинального и 2 миогеосинклинального типа.

Достаточно дробное подразделение зон, принятое в работе, учитывающее особенности проявления реальных геологических формаций и их рядов позволяет в значительной мере «снивелировать» остроту противоречий при выделении типов зон сторонниками геосинклинальной концепции и концепции тектоники плит. Действительно, по особенностям состава толентового и андезитового магматизма могут быть выделены зоны островодужные и микроконтинентов, на основе закономерных рядов терригенных формаций и относительному распространению в них угленосных, аспидных, граувакковых и флишоидных формаций, включая олистостромы и турбидиты, — реконструированы древние пассивные окраины континентов (области шельфа, континентального склона, окраинные моря и т. д.).

Вместе с тем приведенная в настоящей работе характеристика структурно-металлогенических зон и типичных геологических и рудных формаций позволяет при более детальных исследованиях произвести более обстоятельные палеорекострукции на период рудообразования и провести аналогии с современными геодинамическими обстановками (островными дугами, окраинными морями, желобами и т. д.).

Таким образом, в книге приведен фактический материал по характеристике типов зон, который может быть использован для практических целей вне зависимости от тех или иных генетических концепций или убеждений читателей.

5. Зоны тектоно-магматической активизации в настоящей работе подразделены на два типа, принципиально отличающиеся по режиму развития и по рядам формаций: повторного орогенеза и рифтогенеза. Повторный орогенез на ранней стадии проявляется в сводовом воздымании региона, в возникновении гор, в интенсивной эрозии, в образовании в межгорных прогибах моласс, пестроцветных известково-глинисто-песчаных толщ, медистых песчаников, марганцевого оруденения, флюорита. В областях современного сводово-глыбового воздымания (повторного орогенеза) фиксируется утонение «гранитного слоя», повышенный тепловой поток и

* Без зон перикратонов, краевых прогибов, авлакогенов и др.

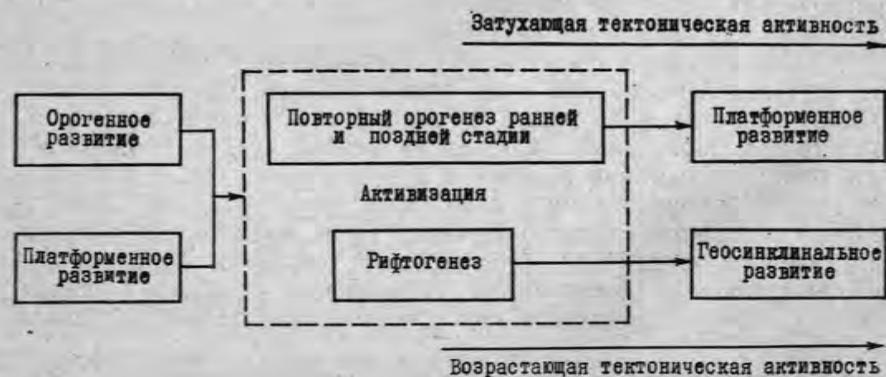
более высокий геотермический градиент. Условия растяжения и повышенный тепловой фон способствуют возникновению многочисленных расколов (линейных, кольцевых) и интенсивному проявлению магматизма преимущественно кислого гранитоидного и андезит-липаритового состава, что приводит к активному эндогенному рудообразованию — возникновению многочисленных и разнообразных месторождений золота, серебра, ртути, сурьмы, меди, молибдена, олова, вольфрама, флюорита и др.

Поздняя стадия повторного орогенеза характеризует затухание процессов активизации, постепенную пенеппенизацию региона, развитие амагматических зон, сложенных осадочными формациями, накапливающимися в локальных прогибах, что приводит к возникновению угленосных образований, эвапоритов, россыпей, а в пределах остаточных поднятий к формированию кор выветривания. В целом введением понятия «повторный орогенез» в работе подчеркнута принципиальная общность металлогении орогенных стадий развития и активизации.

Активизация, приводящая к рифтогенезу, принципиально отлична как по направленности геологического процесса, так и по рядам геологических и рудных формаций. Приведенная характеристика рифтогенных зон позволяет наметить особенности эпигорогенного и эпиплатформенного развития и вместе с тем наметить их общие характерные черты: интенсивное развитие основного и щелочного магматизма, нередко антидромный путь развития, одновременность и однотипность проявления на огромных расстояниях и др.

Первый и второй типы активизации (повторный орогенез и рифтогенез), как можно установить при анализе истории развития Урала, Казахстана, Прибайкалья и Забайкалья, Востока СССР, определенным образом взаимосвязаны друг с другом и намечают в целом «обратную» последовательность развития по сравнению с геосинклинально-складчатыми областями, т. е. от повторного орогенеза с преимущественно гранитоидным магматизмом к рифтогенезу с основным магматизмом.

Намечающаяся последовательность развития структур активизации может быть представлена в виде следующей примерной схемы:



6. Акцентируется внимание на необходимости выделения и более детального изучения металлогении переходных структур и структур сочленения, развивающихся на границах складчатых областей и платформ. В работе подчеркнута, что передовые прогибы и перикратоны, возникающие вдоль границ сочленения, обнаруживают более тесную пространственную связь со структурами платформенного чехла, а по истории формирования (во времени) более полно отражают этапность и стадийность развития сопредельной складчатой области.

Новым в региональном металлогеническом анализе является предпринятая попытка выделения особого, «переходного», или начального, периода в истории развития земной коры — периода смены орогенного этапа платформенным, в течение которого развиваются как локальные поднятия, так и авлакогены и перикратоны. Начальный период охватывает значительный интервал времени (многие сотни миллионов лет) и характеризуется специфическим режимом развития земной коры, близким по смыслу к импозитивному, омогосинклинальному и кайлогенному режимам, по Т. Н. Спичарскому [1968 г.], или парагосинклинальному и молодой платформы, по В. В. Белоусову [1978 г.]. Общей чертой, определяющей развитие авлакогенов и перикратонов, является сохраняющаяся еще достаточно высокая мобильность фундамента, постепенно затухающая во времени, и контрастность движения отдельных блоков. Изучение рудоносности и формаций перикратонов и авлакогенов переходного периода позволяет прийти к выводу о сходстве их металлогении с перикратонами и передовыми прогибами, формирующимися в пределах платформ синхронно с геосинклинально-складчатыми областями. Для всех этих типов зон характерны стратиформные месторождения цветных металлов (меди, свинца, цинка), фосфоритов, залегающие в осадочных терригенных, карбонатных толщах и также в ряде случаев в калиеносных и угленосных образованиях. Это обстоятельство, а также принципиальное сходство рядов геологических формаций перечисленных структур свидетельствуют о единых общих особенностях формирования как структур «пространственного» сочленения складчатых областей и платформ передовых прогибов и перикратонов), так и структур «временного» сочленения, возникающих при смене геосинклинального и орогенного режимов платформенным (авлакогены, перикратоны).

В целом этот вывод, как и многие другие металлогенические обобщения, служит хорошей иллюстрацией одного из основных принципов геологического развития — единства пространственных и временных взаимоотношений природных геологических тел. Этот принцип, известный в геологической литературе как принцип Стенона или закон Головкинского, установленный в литологии и стратиграфии, в действительности имеет значительно более широкую область применения.

7. В работе рассмотрена рудоносность главнейших групп геологических формаций: осадочных (карбонатных, кремнистых, терри-

генных, угленосных, галогенных), магматических, различных по степени кислотности — основности и щелочности (ультрамафических, мафических, салических, фондитовых, с подразделением по глубинности), а также метаморфических, гидротермально-метасоматических и кор выветривания. Всего охарактеризовано около 30 групп и свыше 150 геологических формаций.

Проведенная систематизация материалов позволила раскрыть причины вариаций рудоносности однотипных структурно-металлогенических зон, и в частности подчеркнуть значение интенсивности и экстенсивности проявления отдельных формаций в составе структурно-формационных комплексов, а также фациальных условий их становления (глубинности, степени открытости — закрытости, палеоклиматических условий, времени образования).

На основании анализа типов структурно-металлогенических и структурно-формационных зон, а также рудоносности геологических формаций в работе предпринята также попытка суммировать все основные типовые обстановки проявления оруденения различных рудных формаций. В частности, рассмотрено около 100 наиболее распространенных на территории СССР рудных формаций, для которых по особенностям их связи с геологическими формациями в различных структурно-металлогенических зонах выделено свыше 200 формационных типов.

Расположение материалов по главам книги, как подчеркивалось во введении, соответствует последовательности решения задач при региональных прогнозно-металлогенических исследованиях: типизация зон, определение перспективных площадей на комплекс полезных ископаемых с целью уточнения наиболее благоприятных типов оруденения в пределах намеченных площадей на основе анализа рудоносности формаций, а также дальнейшей локализации перспективных площадей на базе учета геологических обстановок проявления оруденения различных формационных типов.

Сопоставление и анализ материалов, приведенных в первой и второй частях работы, позволяет сделать ряд общих выводов, касающихся закономерностей формирования структурно-металлогенических зон различного типа и условий проявления в них промышленно ценного оруденения, а также общих особенностей направленного развития структур земной коры.

1. Результаты проведенных исследований подтвердили правомерность основного принципа металлогенического анализа: рудообразование — естественный и закономерный продукт геологической истории, оно представляет собой одну из сторон единого и сложного процесса геологического развития земной коры [Билибин Ю. А., 1955].

Полученные материалы позволяют в развитие этого общего принципа сформулировать два более частных положения: 1) определенным структурно-формационным зонам, выделяемым по закономерным рядам геологических формаций, соответствуют и вполне определенные типы и сочетания рудных формаций; 2) тип структурно-формационных и структурно-металлогенических зон пред-

определяет не только состав оруденения, но и в значительной мере масштаб его проявления.

В данном случае на «уровне» зон проявляется, по существу, то же правило, которое хорошо известно из опыта изучения рудоносности различных пород и формаций. В частности, грейзенизация с теми или иными признаками оруденения проявляется практически с каждой интрузией гранитов, аляскитов, лейкогранитов. Однако промышленно ценные концентрации указанных металлов, как известно, возникают только с гранитами определенной формационной принадлежности: собственно лейкогранитовой или аляскитовой формаций. Точно так же оруденение железорудной скарновой формации, как выше уже подчеркивалось, образует крупномасштабные месторождения только в зонах с интрузиями мафическо-салического типа при их наложении на эвгеосинклинальные стратифицированные толщи, оруденение медно-молибденовое порфиоровое — в орогенных и активизационных зонах в связи с формациями диорит-гранодиоритовой, монцонит-сиенитовой, гранодиорит-гранитовой, медно-никелевое оруденение — в рифтогенных структурах в связи с габбро-верлитовой формацией и т. д.

Вместе с тем нельзя не подчеркнуть, что реальные масштабы проявления оруденения зависят не только от региональных тектонических и формационных факторов (тип зон, формаций, их сочетание), но также и от времени развития минерализации, эпохи, палеоклимата и от локальных причин: условий становления рудоносных структур, глубинности, степени открытости — закрытости систем, литологической и структурной неоднородности пород и т. д. В этом отношении тип зон и развитых в их пределах формаций предопределяет лишь возможные параметры оруденения.

2. Анализ имеющихся материалов свидетельствует о неравномерности появившихся в литературе противопоставлений двух различных подходов к прогнозированию: формационного, фиксирующего закономерные связи оруденения с геологическими формациями, и линеаментного, базирующегося на выявлении всевозможных структурных, вещественных, физических аномалий как мест, благоприятных для локализации оруденения. С позиций формационного анализа руда, месторождение — закономерное звено эволюционного развития осадконакопления, магматизма и метаморфизма. Согласно второй концепции руда, месторождение — природная аномалия, отклонение от нормы, результат проявления каких-то экстремальных значений факторов, особого стечения обстоятельств.

Проанализированные в процессе работы данные позволяют убедиться в том, что нет месторождений, располагающихся не в «своей зоне», что указанные два подхода, ошибочно противопоставленные, в действительности дополняют друг друга. В региональном плане на «уровне» структурно-металлогенических, металлогенических зон тип оруденения, масштаб его проявления — закономерное следствие истории геологического развития этой

структуры. Вместе с тем при рассмотрении особенностей размещения оруденения в более детальном масштабе задача прогнозирования резко усложняется, здесь на первое место по значимости выходят частные локальные факторы, аномальные зоны, играющие роль структурных и литологических ловушек оруденения.

3. Сопоставление рудоносности структурно-металлогенических зон одного и того же типа свидетельствует о важном значении «абсолютного» и «относительного» времени их формирования. «Абсолютное» время в данном случае понимается как время формирования структурно-металлогенической зоны или рудоносной геологической формации в общей истории геологического развития. В этом отношении эмпирически установленные закономерности приуроченности оруденения того или иного типа к определенным эпохам, проявляющимся как в глобальном, так и в региональном масштабах, должны постоянно учитываться при прогнозно-металлогенических исследованиях и оценках потенциальной рудоносности зон и геологических формаций. Так, важное научное и практическое значение имеет повсеместно проявленная приуроченность железистых кварцитов различного типа к позднему архею и раннему протерозою, золото-урановых конгломератов к раннему протерозою, основного максимума углеобразования к позднему палеозою, латеритного бокситообразования к постолгоценовому периоду развития Земли и т. д. Данные об основных эпохах рудообразования для разных генетических и формационных типов месторождений можно найти в работах Н. М. Страхова, Ю. А. Билибина, А. И. Семенова, В. И. Смирнова, А. И. Тугаринова, В. С. Домарева, Д. В. Рундквиста, Б. М. Михайлова и других. Частично они изложены во второй части монографии.

Не меньшее значение имеет учет регионально проявленных особенностей размещения минерализации в истории развития крупных структур земной коры — складчатых поясов, платформ, щитов, областей активизации. Так, например, для Русской платформы устанавливаются главнейшие эпохи фосфоритообразования (ранний ордовик, поздняя юра—мел), бокситообразования и углеобразования (ранний карбон), формирования уникальных по масштабам марганцевых бассейнов (олигоцен).

В целом значение эволюции рудообразования, а также существования в истории развития эпох предпочтительного накопления месторождений полезных ископаемых настолько существенно, что без учета временного фактора практически невозможны те или иные прогнозные построения.

Одной из первоочередных задач дальнейшего развития прогнозно-металлогенических исследований должен быть сбор, систематизация и анализ всех данных по главнейшим глобальным и «региональным» эпохам рудообразования, типам месторождений и их изменениям во времени, взаимосвязи периодов максимального накопления тех или иных полезных ископаемых с палеоклиматическими, палеотектоническими факторами, с геодинамиче-

скими, геохимическими и физико-химическими условиями их образования.

Не меньшее значение для прогнозной оценки рудоносности структурно-металлогенических зон имеет установление не «абсолютного» (в общей геохронологической шкале), а относительного времени их развития, т. е. определение их положения в ходе тектонического развития провинции, составной частью которой является рассматриваемая зона и слагающие ее формации.

4. Длительность развития структурно-формационных и структурно-металлогенических зон в различных регионах варьирует в значительных возрастных диапазонах и нередко «выходит» за рамки стадии или этапа тектоно-магматического цикла. Особенно характерна растянутость во времени для структур переходного типа между геосинклинально-орогенными и платформенными (для авлакогенов, перикратонов). Например, переходный, или начальный, период развития Русской платформы охватывает практически весь поздний протерозой, авлакогенно-перикратонный период на территории Сетте-Дабана и Верхоянской складчатой области — с рифея по поздний девон. Напротив, максимальная четкость и суженность возрастных диапазонов развития характерна для зон рифтогенеза. Например, поздний силур — ранний девон, поздний девон на Урале, поздний карбон или поздний карбон — ранняя пермь в Восточной Туве, Забайкалье и т. д. Рифтогенные структуры с характерными для них рядами формаций, одновременно проявляясь на обширных и пространственно разобщенных площадях, могут служить при этом такими же четкими временными «реперами» развития, как и главные эпохи складчатости.

5. Последовательность смены рядов формаций, типов структурно-металлогенических и структурно-формационных зон в истории геологического развития регионов с трудом укладывается в «канон» тектоно-магматического цикла с последовательностью: раннегеосинклинальные (рГ) — позднегеосинклинальные (пГ) — раннеорогенные (рО) — позднеорогенные (пО) — платформенные (П), включая авлакогены (Ав) или с переходом на активизацию — ранне- и позднеактивизационные (рА и пА) или рифтогенные (Р). Реальная картина всегда сложнее: с многократными ритмами, повторным образованием сходных рядов формаций, выпадением отдельных групп формаций, незавершенностью развития и т. д.

Приведем несколько характерных примеров последовательности возникновения зон (структурных ярусов) в различных регионах на основании материалов, полученных при составлении карты структурно-металлогенических зон территории СССР. Ниже скобками отмечены элементы ритмичности различных порядков, цифры перед типом зон обозначают очередность их развития, знаком || показываются перерывы в развитии, фиксируемые по «выпадению» из разреза рядов формаций того или иного возраста.

1. Урал, Тагило-Магнитогорская зона (О—С). (Здесь и ниже слово «зона» используется в широком тектоническом смысле и

отражает историю развития структуры во всем восстанавливаемом интервале времени):

$[P(?) \rightarrow (1p\Gamma \rightarrow 2p\Gamma)] \rightarrow [P \rightarrow (1p\Gamma \rightarrow 2p\Gamma)] \rightarrow [P \rightarrow (1p\Gamma \rightarrow 2p\Gamma) \rightarrow pO]$.

2. Казахстан, Успенская зона (C_1-C_3):

$[p\Gamma \rightarrow п\Gamma \rightarrow (1pO \rightarrow 2pO)] \rightarrow [p\Gamma(?) \rightarrow (1pO \rightarrow 2pO)]$.

3. Тува, Восточно-Тувинская зона ($R-P$):

$[(1p\Gamma \rightarrow 2p\Gamma) \rightarrow п\Gamma \rightarrow pO \rightarrow (1pA \rightarrow 2pA) \rightarrow пA] \rightarrow [P \rightarrow пA]$.

4. Восточный Саян, Кызыр-Казырская зона ($V-P_2$):

$[p\Gamma \rightarrow п\Gamma \rightarrow pO \rightarrow pA \rightarrow пA] \rightarrow [P(?) \rightarrow пA]$.

5. Забайкалье, Джидинская зона ($R-K$):

$[p\Gamma \rightarrow pO(?) \rightarrow [p\Gamma \rightarrow п\Gamma] \rightarrow [pO \rightarrow \parallel \rightarrow P \rightarrow \parallel (1pA \rightarrow 2pA \rightarrow 3pA) \rightarrow П]$.

6. Верхоянье, южная и западная части ($R-Q$):

$(1Aв \rightarrow 2Aв) \rightarrow [p\Gamma \rightarrow п\Gamma] \rightarrow [p\Gamma \rightarrow п\Gamma \rightarrow pO \rightarrow pA \rightarrow P \rightarrow ПА]$.

7. Сихотэ-Алинь, восточная часть (S_2-N_1):

$[p\Gamma \rightarrow п\Gamma] \rightarrow [P \rightarrow p\Gamma \rightarrow п\Gamma \rightarrow pO \rightarrow pA]$.

8. Алазейско-Олойская зона (C_1-Q_1):

$[(1p\Gamma \rightarrow 2p\Gamma) \rightarrow п\Gamma \rightarrow pO \rightarrow pA \rightarrow (1П \rightarrow \parallel \rightarrow 2П)]$.

9. Курило-Камчатская зона (D_1-N_1):

$(1p\Gamma \rightarrow 2p\Gamma) \rightarrow (1п\Gamma \rightarrow 2п\Gamma) \rightarrow pO$.

Анализ приведенных рядов развития типов зон при всей их условности и схематичности с очевидностью свидетельствует о том, что в качестве закономерности первого порядка выступает общая направленная необратимая эволюция земной коры, проявляющаяся на фоне многочисленных ритмов различного масштаба. Общая эволюция со сменой от раннегеосинклинальных до позднеорогенных рядов формаций, рассматриваемая обычно в рамках одного тектоно-магматического цикла, проявляется в значительно более растянутом масштабе времени, соизмеримым с мегациклом.

В целом, сопоставляя закономерности развития во времени крупных структур земной коры, аналогичных рассмотренным выше, можно прийти к тому же выводу, который получен из анализа возрастных рядов формаций отдельных типов зон и изучения последовательности образования пород внутри формаций. В частности, ранее было отмечено, что «нет сомнений в правильности характеристики геосинклинального процесса при рассмотрении его в самом общем виде как циклического. Вместе с тем при изучении последовательности образования отдельных магматических и рудных формаций, очерченности формирования пород и руд, а также порядка кристаллизации минералов обычно устанавливается проявление не циклических, а ритмических процессов различных уровней и порядков» [Проблемы..., 1973, с. 211]. И далее: «циклы в истории развития минеральных образований являются итоговым выражением многочисленных ритмов».

В целом можно прийти к выводу, что реальные закономерности развития регионов в значительной мере отличаются от стандартной последовательности процессов, намечаемых в схеме тектоно-магматических циклов. Тектоно-магматический цикл может рассматриваться лишь как удобная модель, абстракция, отражающая в самом общем виде главные тенденции развития осадконакопления, магматизма, метаморфизма и оруденения, проявляющиеся в различных масштабах времени.

6. Выявляемая при изучении металлогении регионов картина хорошо согласуется с основным геогенетическим законом, определяющим, что при последовательном развитии однотипных образований (в данном случае структурно-металлогенетических зон) каждое последующее в целом повторяет предшествующее, но при все более редуцированном развитии ранних членов эволюции вплоть до их исчезновения и при все более полном проявлении заключительных продуктов, т. е. в рассматриваемом случае относительно все более поздних геологических и рудных формаций. В складчатых областях это выражается в том, что при неоднократном проявлении геосинклинальных и орогенных этапов, например каледонских и герцинских на Урале и в Казахстане, герцинских и альпийских на Кавказе, рудоносность однотипных зон оказывается разной. Так, на Урале, например, где выделяются две колчеданосные полосы — западная (S_1 и S_2) и восточная (D_2), наиболее крупные медно-цинковые колчеданные месторождения сосредоточены в более молодых вулканогенных прогибах.

В Центральном Казахстане редкометальное оруденение, связанное с гранитами, лишь в незначительном объеме присутствует в орогенных зонах каледонского периода, тогда как близкие, но более «продвинутые» в плане эволюции позднегерцинские зоны гранитоидного магматизма содержат крупные месторождения с комплексным оруденением (W, Mo, Bi, Sn, F). Эта же закономерность направленного изменения во времени полноты проявления отдельных формаций, слагающих структурно-металлогенетические и структурно-формационные зоны, может быть установлена и в истории развития платформенного чехла. Здесь снизу вверх по разрезу при повторении подобных седиментогенных циклов все более поздние из них в общем случае имеют более полно выраженные ряды формаций регрессивной и эмерсивной стадий развития и соответственно характерные для них комплексы полезных ископаемых.

При решении практических вопросов определяющее значение имеет при этом связь геологических формаций с рудными и закономерные изменения в составе последовательно проявляющихся ритмов разного масштаба. При металлогенетическом анализе регионов для отличия рудоносности однотипных, но разновозрастных зон, имеющих различную интенсивность проявления, представляется целесообразным выделять не только первичные и вторичные геосинклинали (Е. Д. Карпова, Г. А. Твалчрелидзе) или трогии первой, второй, третьей генерации (Э. И. Кутырев и другие), как

это уже принято, но и структуры орогенеза, активизации, рифтогенеза первой, второй, третьей и т. д. генераций.

Каждая из этих генераций структур, даже при отнесении ее к единому типу образований, неизбежно будет обладать своими специфическими чертами, отражающими как общую направленную эволюцию земной коры, так и особенности эволюции данной зоны в конкретной анализируемой структуре.

7. Анализ истории развития как геологических формаций, типов структурно-металлогенических зон, так и более крупных тектонических подразделений — мегазон (систем), складчатых областей, провинций и платформ — приводит к выводу о единстве проявления природных процессов их развития. Во всех случаях главным является закономерное однонаправленное развитие, проявляющееся на фоне многочисленных реювенаций — омоложений с возвращением к ранее пройденным этапам эволюции, чередование постепенных и резких скачкообразных (возвратных) изменений состава возникающих образований.

При этом ведущая закономерность развития континентальной земной коры находит свое выражение в последовательном «вырождении» от эпохи к эпохе типично геосинклинальных процессов с высокой контрастностью движения сопредельных блоков, в смене их редуцированными вторичными геосинклиналями, далее орогенными впадинами, затем структурами типа авлакогенов и перикратонов и лишь в конце, через многие сотни миллионов лет, типично платформенными структурами. Не случайно в связи с этим, что типичные платформы (Европейская, Сибирская и др.) формируются на фундаменте, консолидированном в основных чертах уже в архее или раннем протерозое. Столь же закономерно, что области, завершившие свое активное тектоническое развитие в палеозое (Урал, Казахстан, Алтай, Саяны и др.), представляют собой в настоящее время не платформы, а типичные горные сооружения. Более того, многие черты внутреннего строения и зональности таких регионов, завершивших свое геосинклинальное развитие в палеозое (например, Урала), продолжали формироваться в мезозое или даже в кайнозое вследствие проявления мощных явлений диапиризма, развития надвигов, сдвигов, общего сводово-глыбового воздымания и эрозии.

Таким образом, бытующие представления о переходе структур земной коры от геосинклинальных к платформенным в течение тектоно-магматического цикла не отражают реальных соотношений. Подобный процесс может осуществляться только в ходе общей направленной истории развития. «Механизм» его развития определяется поступательно возвратной эволюцией с многократной ритмичностью и повторяемостью сходных рядов формаций и типов оруденения.

В итоге типично геосинклинальный тектоно-магматический цикл с полно выраженным ранним основным магматизмом и амагматичный седиментогенный цикл при развитии платформенного чехла представляют собой как бы два крайних случая развития, в интер-

вале между которыми проявляются неоднократные «промежуточные» по характеру циклы типа вторичных геосинклиналей, парагеосинклиналей, переходящих в молодые платформы с прогибами типа авлакогенов и перикратонов и затем лишь в типичные образования платформенного чехла. В отличие от складчатых поясов, развитие которых укладывается обычно в три-четыре тектоно-магматических цикла (мегацикл развития Забайкалья — байкалиды, каледонида, герциниды, киммериды, Урала — байкалиды, каледонида, герциниды и т. д.), формирование платформ с типичным осадочным чехлом растягивается практически на всю последующую геологическую историю их развития, отвечающую многим тектоно-магматическим циклам складчатых областей.

* *
*

Заклячая настоящую работу, авторы отдают себе отчет в том, что ими сделан лишь шаг в направлении дальнейшего совершенствования прогнозно-металлогенических исследований: детализации структурно-металлогенических и металлогенических зон, анализа рудоносности геологических формаций, выделения типовых обстановок проявления минерализации, познания общих закономерностей развития структур земной коры.

При обсуждении вопросов систематизации и взаимной увязки данных, а также представлений, затрагивающих кардинальные проблемы металлогении, формационного анализа и тектоники, неизбежно возникают значительные трудности. Поэтому намеченные связи между типом структурно-металлогенических зон, геологическими и рудными формациями и отмеченные типовые обстановки проявления оруденения, а также сделанные выводы носят предварительный характер. Естественно, что всякое обобщение и сведение столь обширных материалов неизбежно сопряжено с теми или иными упущениями, пропусками и, возможно, даже ошибками.

Но только начав такую работу, поставив своей целью дать «полную группу» типов зон, геологических и рудных формаций, можно в дальнейшем путем внесения корректив, уточнений, исправлений создать необходимую для научных и практических целей сводку, своего рода «определитель», позволяющий по типу рядов формаций, их составу, структуре прогнозировать рудоносность. Приведенная систематизация данных, суммированных в книге, может быть использована и при широких корреляционных построениях, перенесении опыта изучения рудоносных структур из одних регионов в другие.

Разработка всех затронутых выше вопросов на примере территории СССР, охватывающей $\frac{1}{6}$ часть территории суши всех континентов, позволяет надеяться, что рассмотренные типы зон и рудоносные формации в общем случае с достаточной полнотой отражают многообразие природных обстановок проявления месторождений полезных ископаемых.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абрамович И. И., Клушин И. Г. Петрохимия и глубинное строение Земли. Л., Недра, 1978. 375 с.
- Анализ космических снимков при тектоно-магматических и металлогенических исследованиях/М. А. Фаворская, А. М. Курчавов, И. В. Волчанская и др. М., Наука, 1979. 164 с.
- Басков Е. А. Палеогеогеологический анализ при металлогенических исследованиях. Л., Недра, 1976. 172 с.
- Бауман Л., Тишендорф Г. Введение в металлогению-минерагению. М., Мир, 1979. 372 с.
- Белевцев Я. Н. Метаморфогенное рудообразование. М., Недра, 1979. 275 с.
- Бергер В. И. Сурьмяные месторождения. Л., Недра, 1978. 295 с.
- Билибин Ю. А. Общие принципы металлогенических исследований.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1947, № 5, с. 95—112.
- Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., Госгеолтехиздат, 1955. 88 с.
- Билибин Ю. А. Общие вопросы металлогении золота.— Избранные труды. Т. 2. М., 1959, с. 238—339.
- Бородаевская М. Б., Кривцов А. М., Ширай Е. П. Основы структурно-формационного анализа колчеданоносных формаций. М., Наука, 1977. 153 с.
- Василевский М. М. Вулканизм, пропилитизация и оруденение. М., Недра, 1973. 277 с.
- Вассоевич Н. Б. Флиш и методика его изучения. Л.—М., Гостоптехиздат, 1948. 216 с.
- Войткевич Г. В., Лебедев Г. И. Полезные ископаемые и металлогения докембрия. М., Недра, 1975. 231 с.
- Волостных Г. Т. Аргиллизация и оруденение. М., Недра, 1972. 240 с.
- Волчанская И. К. Морфоструктурные закономерности размещения эндогенной минерализации. М., Наука, 1981. 239 с.
- Генетические типы осадочных рудоносных и угленосных формаций/Отв. ред. В. К. Чайковский. М., Наука, 1974. 275 с.
- Геологическое строение СССР. Т. 1—5. М., Недра, 1968—1969. 711 с., 534 с., 640 с., 503 с., 495 с.
- Геология и металлогения щитов древних платформ СССР/Т. В. Билибина, М. А. Афанасьев, И. В. Барканов и др. Л., Недра, 1976. 339 с.
- Гинзбург И. И. Типы древних кор выветривания, формы их проявления и классификация.— В кн.: Кора выветривания. Вып. 6. М., 1963, с. 71—101.
- Глебовицкий В. А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л., Наука, 1973. 127 с.
- Глобальные закономерности размещения крупных рудных месторождений/М. А. Фаворская, И. Н. Томсон, В. А. Баскина и др. М., Недра, 1974. 193 с.
- Горжевский Д. И., Козеренко В. Н. Связь экзогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом. М., Недра, 1965. 300 с.
- Грачев А. Ф. Рифтовые зоны Земли. Л., Недра, 1977. 247 с.
- Денисенко В. К. Месторождения вольфрама. М., Недра, 1978. 143 с.
- Драгунов В. И., Айнемер А. И., Васильев В. И. Основы анализа осадочных формаций. Л., Недра, 1974. 159 с.

- Дядькина И. Я., Орлова М. П. Месторождения флогопита. Л., Недра, 1976. 216 с.
- Жариков В. А., Омеляненко Б. И. Классификация метасоматитов.— В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М., 1978, с. 9—28.
- Закономерности размещения полезных ископаемых. М., Наука, т. 1, 1958, 532 с.; т. 2, 1959, 504 с.; т. 3, 1960, 651 с.; т. 4, 1960, 254 с.; т. 5, 1962, 631 с.; т. 6, 1962, 688 с.; т. 7, 1964, 476 с.; т. 8, 1967, 423 с.; т. 9, 1970, 352 с.; т. 10, 1973, 390 с.; т. 11, 1975, 367 с.; т. 12, 1978, 248 с.
- Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралёв В. М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М., Недра, 1976. 232 с.
- Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов/Р. М. Константинов, В. А. Жариков, Б. И. Омеляненко и др. М., Недра, 1965. 303 с.
- Ильин К. Б. Региональная металлогения СССР. М., Недра, 1974. 238 с.
- История развития и минерагения чехла Русской платформы/Ю. Г. Старицкий, А. А. Удалова, Е. О. Янова и др. Л., Недра, 1981. 240 с.
- Казанский В. И. Рудоносные тектонические структуры активизированных областей. М., Недра, 1972. 240 с.
- Казицын Ю. В. Метасоматизм гидротермальных месторождений. Л., Недра, 1972. 145 с.
- Ковалев А. А. Мобилизм и поисковые геологические критерии. М., Недра, 1978. 287 с.
- Козловский Е. А. Геологи открывают богатство недр. М., Недра, 1980. 128 с.
- Количественное прогнозирование при региональных металлогенических исследованиях. Методические рекомендации/Гл. ред. Д. В. Рундквист. Л., 1979. 88 с.
- Константинов Р. М. Основы формационного анализа гидротермальных рудных месторождений. М., Наука, 1973. 212 с.
- Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые/Под ред. Д. В. Рундквиста. Л., Недра, 1978. 607 с.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., Недра, 1964. 385 с.
- Лаверов Н. П., Невский В. А., Толкунов А. Е. Кольцевые и дуговидные разломы.— В кн.: Разломы земной коры. М., 1977, с. 32—44.
- Лаффит П., Перменжа Ф., Рутье П. Металлогеническое картирование, металлотекты и региональная геохимия.— В кн.: Проблемы геохимии. М., 1965, с. 669—702.
- Мазакия И. Г. Металлогения. М., Недра, 1974. 304 с.
- Магматические формации раннего докембрия территории СССР. М., Недра, 1980. 285 с.
- Магматические формации СССР. Т. 1 и 2/В. Л. Масайтис, В. Н. Москалева, Н. А. Румянцева и др. Л., Недра, 1979. 318 и 279 с.
- Металлогения докембрия (тезисы докладов I Всесоюзного совещания по металлогении докембрия)/Под ред. К. О. Кратца, Т. В. Билибиной, Ю. М. Соколова. Л., 1975. 199 с.
- Милановский Е. Е. Рифтовые зоны континентов. М., Недра, 1975. 277 с.
- Михайлов Б. М., Куликова Г. В. Фациальный анализ кор выветривания. Л., Недра, 1977. 158 с.
- Москалева С. В. Гипербазиты и их хромитоносность. Л., Недра, 1974. 279 с.
- Новые принципы металлогенических прогнозов на территории Приморья/Отв. ред. М. А. Фаворская. М., Наука, 1977. 204 с.
- Общие принципы регионального металлогенического анализа и методика составления металлогенических карт для складчатых областей/Под ред. П. М. Тартинова, В. Г. Грушевого, Г. С. Лабазина. М., Госгеолтехиздат, 1957. 150 с.
- Омеляненко Б. И. Околорудные гидротермальные изменения. М., Недра, 1978. 216 с.
- Орлова М. П. Размещение и минерагеническая специализация щелочных магматических формаций территории СССР. Л., 1978. 61 с.
- Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых/Гл. ред. Рундквист Д. В. Л., 1971. 454 с.
- Павлова И. Г. Медно-порфировые месторождения (закономерности размещения и критерии прогнозирования). Л., Недра, 1978. 275 с.

Пейве А. В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1945, № 5, с. 23—46.

Перваго В. А. Условия формирования и геолого-экономическая оценка промышленных типов месторождений цветных металлов. М., Недра, 1975. 272 с.

Петров В. П. Основы учения о древних корях выветривания. М., Недра, 1967. 343 с.

Попов В. Е. Вулканогенно-осадочные месторождения. Л., Недра, 1979. 296 с.

Попов В. И. Опыт классификации и описания геологических формаций. Л., Недра, ч. 1, 1966, 208 с.; ч. 2, 1968, 551 с.

Принципы и методика геохимических исследований при прогнозировании и поисках рудных месторождений (Методические рекомендации)/Под ред. А. А. Смылова и др. Л., Недра, 1979. 247 с.

Проблемы металлогении докембрия/Отв. ред. Т. В. Билибина, Ю. М. Соколов. Л., Наука, 1978. 248 с.

Проблемы развития советской геологии/Под ред. Л. И. Боровикова. Л., 1971. 355 с.

Проблемы региональной металлогении/Под ред. Грушевого В. Г. Л., 1973. 229 с.

Прогнозирование месторождений полезных ископаемых при региональных геологических исследованиях/Гл. ред. Д. В. Рундквист. Л., 1973. 204 с.

Радкевич Е. А. Металлогенетические провинции Тихоокеанского рудного пояса. М., Наука, 1977. 176 с.

Региональные и локальные закономерности размещения... месторождений/Под ред. Д. В. Рундквиста, А. Д. Шеглова. Л., 1970—1979, вып. 1, 43 с.; вып. 2, 72 с.; вып. 3, 56 с.; вып. 4, 48 с.; вып. 5, 64 с.; вып. 6, 57 с.; вып. 7, 88 с.; вып. 9, 68 с.; вып. 10, 80 с.; вып. 12, 78 с.; вып. 13, 33 с.; вып. 14, 68 с.; вып. 15, 78 с.; вып. 16, 81 с.

Рудник В. А. Гранитообразование и формирование земной коры в докембрии. Л., Недра, 1975. 418 с.

Рудные месторождения СССР. Т. 1—3/Под ред. В. И. Смирнова. М., Недра, 1978. 352, 399 и 495 с.

Рундквист Д. В., Неженский И. А. Зональность эндогенных рудных месторождений. Л., Недра, 1975. 224 с.

Рухин Л. Б. Основы литологии. Л.—М., Гостоптехиздат, 1953. 672 с.

Сапожников Д. Г. К теории прогноза осадочных рудных месторождений. М., Изд-во АН СССР, 1961. 143 с.

Связь магматизма и эндогенной минерализации с блоковой тектоникой/М. А. Фаворская, И. Н. Томсон, Р. Г. Иванов и др. М., Недра, 1969. 264 с.

Семенов А. И., Старицкий Ю. Г., Шаталов Е. Т. Главные типы металлогенетических провинций и структурно-металлогенетических (металлогенетических) зон на территории СССР.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 8. М., 1967, с. 55—78.

Сидоренко А. В. Геология в 2000 году.— В кн.: Проблемы минерального сырья. М., 1975, с. 29—38.

Смирнов В. И. Очерки металлогении. М., Госгеолтехиздат, 1963. 164 с.

Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М., Недра, 1976. 687 с.

Смирнов С. С. Рудные месторождения и металлогения восточных районов СССР. М., Изд-во АН СССР, 1962. 359 с.

Смыслов А. А. Геохимические эпохи и их металлогенетическая специализация.— В кн.: Проблемы геохимии. Л., 1975, с. 5—18.

Соловьев В. В. Структуры центрального типа территории СССР по данным геолого-морфологического анализа. Л., ВСЕГЕИ, 1978. 111 с.

Старицкий Ю. Г. Основные проблемы металлогении платформ.— В кн.: Проблемы региональной металлогении. Л., 1973, с. 23—40.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. М., Изд-во АН СССР, т. 1, 1960, 212 с.; т. 2, 1962, 573 с.; т. 3, 1962, 549 с.

Твалчрелидзе Г. А. Рудные провинции мира. М., Недра, 1972. 344 с.

Твалчрелидзе Г. А. Металлогенетические особенности главных типов вулканических поясов. М., Недра, 1977. 110 с.

Типы рудоносных фаций/Отв. ред. В. К. Чайковский. М., Наука, 1978. 222 с.

Херасков Н. П. Тектоника и формации. М., Наука, 1967. 404 с.

Хорева Б. Я. Критерии расчленения и генезис метаморфических и гранитоидных ультраметаморфических комплексов. Л., Недра, 1978. 214 с.

Шаталов Е. Т. Основные принципы генетической классификации рудоносных площадей (с эндогенной минерализацией).— В кн.: Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенетических исследованиях рудных районов. М., 1965, с. 248—301.

Шаталов Е. Т. Металлогенетические исследования в СССР.— Сов. геология, 1967, № 10, с. 16—31.

Шеглов А. Д. Основы металлогенетического анализа. М., Недра, 1980. 431 с.

Шерба Г. Н. Геотектоногены и рудные пояса. Алма-Ата, Наука, 1970. 181 с.

Яншин А. Л., Жарков М. А., Казанская Ю. П. Эволюция осадочного породообразования в истории Земли и связанные с ней закономерности размещения полезных ископаемых.— Геология и геофизика, 1977, № 11, с. 90—97.

Dines H. G. The metalliferous mining region of South-West England. London, 1956. 795 p. (Mem. Geol. Surv. Gr. Br.).

Dunham K. C. Geology of the Northern Pennine orefield. Vol. 1. London, 1948. 357 p. (Mem. Geol. Surv., Gr., Br.).

Gwilt Ph. W. Metallogenic maps: principles and progress.— Global Tectonics and Metallogeny, 1978, vol. 1, № 1, p. 10—15.

Jankovic S. Metalogenetske epohe i rondonosna podruca Jugoslavija. Beograd, 1967. 216 s.

Kutina J. Hydrothermal ore deposits in the Western United States: a new concept of structural control of distribution.— Science, 1969, vol. 165, p. 1113—1119.

Laffitte P. La métallogénie de la France.— Bull. de la Soc. Géol. de France, 1967, sér. 7, vol. 8, № 1, p. 53—72.

Metallogenetische und geochemische Provinzen. Hrsg. von W. E. Petrascheck. Wien, 1973. 183 S.

Miyashiro A. Evolution of metamorphic belts.— J. Petrol., 1961, vol. 2, № 3, p. 277—311.

Routhier P. Les gisements métallifères, Géologie et principes de recherche. Paris, 1963. 1282 p.

Walker R. T., Walker W. J. The origin and nature of ore deposits. Colorado, Springs, 1956. 384 p.

УКАЗАТЕЛЬ ФОРМАЦИЙ

Осадочные формации

- Алеврито-песчаная красноцветная 57, 90, 100, 116, 120, 122, 127, 130, 146, 216, 240, 241, 253, 255, 389
— сероцветная 90, 100, 114, 116, 136, 140, 146, 216, 240, 241, 390
Антропоконитовая 90, 102, 215, 231, 233
Аспидная 40, 42, 44, 46, 55, 57, 62, 63, 67, 217, 246, 385—387
Битуминозно-глинистая 44, 118, 126, 215
Битуминозно-глинисто-карбонатной подгруппы 215, 231, 233
Битуминозно-доломитовая 215
Вагунно-доломитовая 216, 237, 238, 252
Галитовая 120, 134, 136, 138, 140, 217, 248, 249, 392
Галогенная калиеносная 120, 134, 136, 138, 140, 217, 248, 391, 392
Галогенной группы 57, 90, 102, 248, 391
Глауконитовая глинисто-песчаная 114, 116, 216, 240, 241, 254, 390
Глауконитовая известняково-глинисто-песчаная 216, 240, 241
Глинистая 114, 116, 118, 164, 217, 246
Глинисто-песчаная красноцветная 122, 127, 138, 240, 242, 253, 255, 389
— сероцветная 46, 57, 67, 85, 86, 90, 102, 114, 116, 118, 122, 126, 129, 138, 140, 216, 240, 242, 254, 389—391
Граувакковая 40, 42, 57, 59, 216, 240, 252
Доломитовая 40, 57, 67, 120, 127, 134, 136, 138, 140, 213, 218, 220, 252—254
Известняковая 40, 42, 44, 46, 48, 57, 61, 62, 65, 67, 73, 90, 100, 118, 126, 138, 140, 213, 218, 252, 253, 386, 391
Известняково-глинистая пестроцветная 134, 136, 214
— сероцветная 42, 44, 67, 118, 126, 138, 140, 214, 231, 232
Известняково-глинисто-песчаная пестроцветная 57, 90, 100, 102, 122, 130, 215, 231, 232, 390, 391
— сероцветная 103, 114, 116, 118, 215, 231, 232, 386, 390
Известняково-доломитовая 46, 48, 50, 118, 120, 126, 127, 134, 136, 138, 213, 218, 219, 253, 386, 391
Известняково-кукерситовая 118, 126, 215, 233
Известняково-песчано-алевроитовая сероцветная 57, 90, 214, 231, 232, 255
Карбонатно-глинисто-песчаная 40, 44, 46, 48, 50, 57, 61—63, 71, 73, 122, 129, 174, 214, 231, 254, 386
Карбонатной группы 174, 213, 218
Карбонатно-кремнисто-глинистая 44, 65, 88, 215
Карбонатно-терригенной группы 99, 174, 214, 231
Карбонатно-терригенно-туфитовая пестроцветная 48, 50, 86, 88, 90, 94, 215, 231, 232, 254
Кварцево-каолинитовая 116, 122, 146, 216, 240, 241, 254, 391
Кварцево-конгломератовая 57, 174, 216, 237, 238
Конгломерато-песчаниковой подгруппы 114, 138, 140, 174, 216, 237
Кремнисто-диатомитовая 46, 71, 118, 126, 214, 228, 252, 253, 391
Кремнисто-железистая (джеспилитовая) 40, 44, 57, 62, 63, 65, 174, 178, 214, 227, 253
Кремнисто-известняковая (доманиковая) 120, 127, 215
Кремнистой группы 174, 214, 226

- Кремнисто-карбонатная 40, 44, 46, 48, 50, 55, 57, 59, 62, 65, 67, 118, 213, 218, 220, 252—255, 385—387, 390, 391
— с сульфатами 44, 213, 218, 220, 225, 253, 255
Кремнисто-карбонатно-глинисто-песчаная 40, 44, 46, 67, 74, 174, 215, 231, 233
Кремнисто-сланцевая 40, 42, 44, 48, 50, 55, 57, 59, 63, 65, 214, 226, 253, 384, 385
Меловая 118, 126, 213, 218, 252—254
Менилитовая 46, 63, 67, 215, 233, 252
Молассовая 138, 140, 216, 237
— угленосная 217
Молассовидная 146, 216, 237, 238
Молассоидная 48, 50, 57, 74, 86, 88, 90, 100, 101, 136, 146, 216, 237, 238, 389, 390
— галогенная 218
— угленосная 217
Олигомиктовая 118, 122, 129, 216, 240, 241
Опоковая 118, 126, 214, 228, 252, 253, 255, 391
Парамолассовая 46, 48, 71, 73, 216, 237, 238
Песчано-глинистой подгруппы 115, 118, 216, 240, 389
Песчано-доломитовая 138, 140, 215, 231, 232, 254, 255
Полимиктовая глинисто-песчаная 40, 42, 44, 46, 48, 55, 57, 63, 67, 71, 120, 216, 240, 241
Рифовая 40, 46, 48, 50, 67, 73, 118, 126, 138, 140, 213, 218, 252, 253, 386, 391
Сульфатно-карбонатная 120, 134, 136, 138, 140, 217, 248, 249
Терригенно-галогенная 120, 127
Терригенной группы 216, 237
Туфоглинисто-песчаная 44, 46, 48, 63, 67, 71, 216, 240
Туфодиазомитовая 86, 214, 228, 252, 253
Туфопесчано-конгломератовая 42, 46, 57, 59, 61, 62, 71, 216, 237, 238, 252
Угленосная 46, 48, 57, 73, 86, 90, 102, 122, 130, 146, 150, 217
Угленосной группы 217, 247
Углеродисто-кремнистая 40, 42, 46, 57, 63, 67, 174, 214, 227, 253, 282, 385, 386
Флишевая 46, 48, 71, 73, 216, 240, 242, 252
— карбонатная 215, 231
Флишеидная 44, 46, 48, 57, 67, 71, 73, 217, 240, 242, 252
— алеврито-песчано-конгломератовая 216, 237
— терригенно-карбонатная 215, 231
— туфогенная 46, 217
Яшмовая 40, 42, 57, 59, 63, 214, 226, 253, 384, 385

Магматические формации

- Аляскитовая 97, 107, 108, 262, 284, 352, 379, 380, 382, 383
Андезит-базальтовая 40, 42, 55, 57, 59, 61, 259, 269
Андезитовая 57, 86, 88, 90, 94—97, 174, 260, 279, 352, 387, 388
Базальт-андезит-липаритовая 40, 55, 57, 259, 270, 383
Базальт-андезитовая 46, 57, 71, 216, 260, 279, 352, 383, 384
Базальт-долеритовая (трапповая) 78, 120, 124, 128, 134, 136, 211, 259, 273, 375, 377, 383, 389
Базальт-трахиандезит-трахилипаритовая 42, 57, 62, 259, 271
Базальт-трахилипаритовая 42, 62, 259, 271
Габбро-анортозитовая 174, 260
Габбро-верлитовая 146, 151, 153, 174, 259, 267, 375
Габбро-диабазовая 50, 76, 78, 211, 217, 259, 268, 374, 375
Габбро-диорит-гранодиоритовая 52, 80, 81, 260, 276, 352, 381
Габбро-диорит-плагиогранитовая 52, 79, 260, 275, 372, 377
Гранит-гранодиоритовая 52, 79, 81, 262, 283, 352, 376, 378—381
Гранит-граносиенитовая 92, 107—109, 262, 284, 372, 376, 377, 380, 383
Гранитов рапакиви 174
Дацил-липаритовая 57, 86, 88, 94—97, 262, 286, 352, 387—389
Диорит-гранодиорит-лейкогранитовая 92, 106, 181, 260, 276, 352, 378, 379, 382
Диорит-гранодиоритовая 90, 92, 104—106, 260, 276, 372, 378, 379, 381—383
Дунит-клинопироксенит-габбровая 50, 76, 77, 211, 257, 258, 352, 374

Дунит-перидотитовая 50, 76, 77, 257, 258, 342, 352, 374, 381
 Калиевых базальтов и трахитов 42, 57, 59, 60, 259, 272
 Кимберлитовая 124, 258, 291, 342
 Лейкогранитовая 92, 107—109, 262, 284, 352, 376, 379, 380, 382, 383
 Лейцитифиров, нефелиновых, псевдолейцитовых и щелочных сиенитов (щелочно-салическая калиевая) 148, 264, 292, 376
 Липаритовая 57, 88, 90, 97, 174, 262, 286, 387—389
 Липарит-базальтовая 57, 86, 94, 95, 129, 134, 136, 146, 151, 152, 174, 259, 269, 273
 Меланефелинитов, щелочных ультрамафитов, фельдшпатоидных габброидов и карбонатитов (щелочноультрамафическая) 148, 258, 292, 352, 375, 377
 Монцитит-сиенитовая 90, 92, 104, 106, 260, 276
 Натриевых базальтов 40, 42, 44, 48, 54—55, 57, 61, 63, 65, 74, 164, 174, 217, 259, 269, 383, 384, 387
 Натриевых базальтов и липаритов 40, 44, 48, 54—55, 57, 63, 65, 174, 259, 270, 383, 384
 Натриевых липаритов 42, 57, 60, 61, 74, 262, 286, 384
 Нефелиновых (миаскитовых) и щелочных сиенитов (щелочносалическая миаски-товая) 148, 264
 Перидотит-пироксенит-норитовая 50, 76, 78, 148, 154, 174, 211, 259, 267, 374, 375
 Пикрит-базальтовая 146, 153, 154, 174, 259, 267, 269, 272, 273
 Пироксенит-перидотитовая 174, 257, 258
 Сиенит-габбровая 52, 80, 211, 259, 268, 375
 Тоналит-плаггиогранит-гранодиоритовая 52, 62, 70, 79—81, 260, 275, 352, 377—379, 381
 Трахиандезитовая 57, 86, 94, 96, 260, 280, 387, 388
 Трахибазальтовая 40, 42, 44, 46, 48, 57, 59, 63, 67, 74, 143, 146, 151, 153, 259, 352
 Трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовая 57, 129, 134, 136, 146, 151, 153, 259, 269, 272
 Трахилипарит-трахибазальтовая 86, 94, 96, 146, 151, 259, 269, 272
 Трахилипаритовая 57, 88, 108, 262, 286, 352, 387—389
 Фонолитов, щелочных трахитов, нефелиновых (агпаитовых) сиенитов (щелочно-салическая натриевая) 148, 264, 292, 376
 Щелочногранитовая 92, 107—109, 262, 284, 376, 377, 380, 383
 Щелочных базальтоидов и лейцитифиров, щелочных габброидов, псевдолейцит-нефелиновых сиенитов (щелочномафическая калиевая), 148, 260, 292, 376, 377
 Щелочных базальтоидов, фонолитов, щелочных габброидов и нефелиновых сиенитов (щелочномафическая натриевая) 148, 260, 292, 375

Метаморфические формации

Амфиболит-гнейсовая 300, 302, 313
 Амфиболитов, диопсид-роговообманковых гнейсов и кальцифиров 300, 302, 311, 392
 Амфиболитов и андалузитсодержащих кристаллосланцев 300, 302, 314, 392
 Амфиболитов и кианитсодержащих кристаллосланцев 301, 302, 315
 Андалузитсодержащих гнейсов и кристаллосланцев 300, 303, 317
 Анортитовая 174, 211, 303, 305, 321, 393
 Высокоглиноземистых гранулитов и кальцифиров 300, 303, 316, 393
 Глаукофансланцевая 301, 302, 307, 393
 Глиноземистых гнейсов и кварцито-гнейсов 300, 303, 320, 393
 Гнейсовая 300, 303, 319
 Гнейсово-гранодиоритовая 303, 305, 322
 Двупироксеновых гранулитов, гнейсов и амфиболитов 300, 302, 310, 392
 Зеленосланцевых диафортитов андалузит-силлиманитовой серии 300, 302, 316, 393
 — — кианит-силлиманитовой серии 301, 302, 316, 393
 Кварцит-кинцититовая 300, 303, 317, 393
 Кварцитов и андалузитсодержащих гнейсов 300, 302, 320, 393
 Кварцитов и кианитсодержащих гнейсов 301, 303, 320

Кианитсодержащих гнейсов и кристаллосланцев 301, 302, 318, 393
 Метабазитов и андалузитсодержащих кристаллосланцев 300, 302, 309, 392, 393
 Метабазитов и кианитсодержащих кристаллосланцев 301, 302, 308
 Мигматит-гранитовая 303, 305, 322, 393
 Мигматит-плаггиогранитовая 303, 305, 322
 Роговообманковых гнейсов и амфиболитов 300, 302, 311
 Чарнокит-эндербитовая 303, 305, 321
 Эклогит-глаукофансланцевая 301, 302, 307, 392
 Эклогит-гранулитовая 301, 302, 307

Гидротермально-метасоматические формации

Аргиллизитов 328, 332, 347, 348, 350, 352
 Березитов 329, 334, 347, 348, 350, 352
 Вторичных кварцитов 328, 332, 347, 348, 350, 352
 Грейзенов 330, 337, 347, 348, 350, 352
 Гумбеитов 329, 335, 347, 348, 350, 352
 Карбонатитов 330, 340, 347, 348, 350, 352
 Пропилитов 328, 331, 347, 348, 350, 352
 Серпентинитов 330, 340, 347, 348, 350, 352
 Известковистых скарнов 329, 337, 347, 348, 350, 352
 Магнезиальных скарнов 329, 337, 347, 348, 350, 352
 Турмалин-хлоритовых метасоматитов 328, 333, 347, 348, 350, 352
 Уралитов (метасоматических амфиболитов) 330, 340, 347, 348, 350, 352
 Фельдшпатоидов 330, 338, 347, 348, 350, 352
 Фенитов 330, 338, 347, 348, 350, 352
 Эйситов 329, 336, 347, 348, 350, 352

Рудные формации

Агатовая 121, 123
 Алмазоносная кимберлитовая 125, 259, 376
 Алмазоносных россыпей 123, 216, 217
 Алунитовая 47, 71, 87, 96, 216, 260, 263, 328
 Апатит-магнетитовая 87, 89, 172, 175, 263, 288
 Апатит-магнетит-флогопитовая магнезиальноскарновая — см. Магнетит-apatит-флогопитовая магнезиальноскарновая
 Апатит-нефелиновая — см. Нефелин-apatитовая
 Апатитовая кальцифировая 166, 302
 Апатит-редкометалльно-железородная карбонатитовая 149, 258, 260, 330, 377
 Апатит-титан-железородная 53, 260, 303, 375, 392
 Арсенидно-кобальтовая 53, 93, 107, 261
 Баритовая 121, 123, 259
 Барит-свинцово-цинковая карбонатная 41, 47, 67, 213, 386
 — кремнисто-карбонатная 45, 173, 213, 215, 386
 Барит-сидеритовая 91, 215
 Бокситовая карбонатная 41, 45, 47, 49, 65, 67, 75, 213, 368, 391
 — латеритная (сублатеритная) 216, 362, 363
 — терригенная 91, 123, 147, 215, 217, 368, 391
 Боро-железородная скарновая 53, 93, 107, 261, 262, 329, 352, 378
 Бороносная 121, 218
 Бромных жидких руд 218
 Бурожелезняковая 51, 77, 123, 147, 258, 364
 — выветривания 216
 Буругольная 87, 89, 91, 125, 130, 217
 Ванадий-медно-титановая — см. Медно-титан-ванадиевая
 Ванадий-молибденоносных сланцев — см. Молибден-ванадиеносных сланцев
 Вермикулитовая (вермикулит-гидрофлогопитовая) 51, 77, 149, 258, 260, 352, 365
 Вольфрам-молибденовая грейзеновая 93, 108, 263, 285, 330, 380
 — скарновая — см. Молибден-вольфрамовая скарновая

*Вольфрам-сурьмяная аргиллизитовая** — см. Ферберит-антимонитовая аргиллитовая
Вольфрамовая гюбнерит-сульфидная березитовая 93, 108, 264, 285, 329, 383
— кварц-полевошпатовая гумбейтовая 53, 82, 93, 108, 264, 329, 285, 380
— скарноидная 172, 175, 324
Вольфрам-оловорудная кварцевогрейзеновая — см. Олово-вольфрамовая кварцевогрейзеновая
Высокоглиноземистая андалузит-корундовая 303, 393
— кванитовая 175, 303, 319, 393
— кордиерит-силлиманитовая 168, 175, 303
— корунд-андалузитовая 87, 91, 328
— нефелин-полевошпатовая (полевошпат-нефелин-кальсилитовая) 149, 258, 260, 264, 330, 375, 376
— полевошпатовая 170, 175, 303, 393
Галитовая 121, 137, 139, 141, 218, 392
Гипсовая 218
Глауберит-галитовая 218
Глиноземистая давсонитовая 218
Горючих сланцев 47, 119, 126, 215
Гранулированного кварца и хрусталеносная кварцевожилевая 303, 393
Графитовая гнейсовая 168, 303
— кинцигитовая 164, 303, 393
— контактовая 125, 259, 383
Жадент-глаукофановая 169, 303, 393
Железистых кварцитов 41, 165, 172, 175, 214
Железо-апатит-редкометалльная карбонатитовая — см. Апатит-редкометалльно-железородная карбонатитовая
Железо-меднородная скарновая — см. Медно-железородная скарновая
Железородная альбититовая 53, 261
— амфиболит-гнейсовая 303
— амфиболитовая 302
— амфиболит-эклогитовая 162, 302, 392
— гранулитовая 164
— кремнисто-гематитовая 41, 43, 45, 49, 55, 59, 74, 89, 115, 117, 173, 214, 216, 263, 384, 389
— магнезиоферритовая скарновая 125, 259, 329, 377
— магнетит-апатитовая — см. Апатит-магнетитовая
Железородная мартитовая — см. Мартитовая
Железородная оолитовая 47, 119, 127, 214—216, 389
Железородная сидеритовая — см. Сидеритовая
Железородная сидерит-баритовая — см. Барит-сидеритовая
— скарновая 43, 53, 149, 260, 261, 264, 329, 352, 377
— скарновая гидросиликатная 43, 47, 62, 71, 260
— титаномагнетитовая — см. Титан-железородная (титаномагнетитовая)
Золото-баритовая 43, 262
Золотоносных россыпей 216
Золото-полиметаллическая 87, 91, 96, 260, 285
Золоторудная джаспероидная 41, 45, 47, 65, 69, 213, 215, 217, 387
— диафторитовая 302, 393
— кварцевая 53, 81, 91, 105, 261, 329, 381
— ливенитовая 51, 77, 87, 96, 258, 261, 387
— сульфидная 53, 81, 91, 93, 105, 261, 328, 352, 381
— «черносланцевая» 43, 45, 47, 172, 175, 214, 215, 217, 386
Золоторудных конгломератов 172, 175, 216
Золото-серебряная 71, 87, 89, 95, 96, 99, 260, 263, 328, 352, 388
Золото-сурьмяная березитовая 53, 81, 91, 105, 261, 329, 381
Золото-вольфрамовая березитовая 53, 91, 262, 329

* Курсивом выделены рекомендуемые в соответствии с принятой унификацией (см. с. 16) названия рудных формаций взамен традиционно употребляемых и использованных в настоящей книге.

Иодных жидких руд 215, 217
Иодо-бромных жидких руд 213, 215
Исландского шпата 121, 123, 259, 389
Каменноугольная 49, 87, 89, 91, 125, 139, 140, 147, 217
Каолинитовая 127, 217, 365
Касситеритовая кварцевая 93, 107, 262, 264, 285, 382
— пегматитовая 93, 109, 264, 285
— силикатно-сульфидная 93, 107, 262, 328, 382
— сульфидная 93, 107, 262, 328, 382
Керамических пегматитов 166, 171, 303, 393
Киноварная карбонатная 41, 47, 69, 213
— терригенная аргиллизитовая 45, 217, 259, 328, 387
Киноварно-флюорит-антимонитовая джаспероидная 41, 47, 49, 55, 69, 75, 214, 215, 387
Кобальт-арсенидная — см. Арсенидно-кобальтовая, Сульфоарсенидно-кобальтовая
Кобальт-меднородная песчано-сланцевая 172, 175
Лазуритовая магнезиальноскарновая 302
Магнезитовая 47, 49, 67, 75, 213
Магнетит-апатит-флогопитовая магнезиальноскарновая 166, 302, 314, 329, 392
Марганцевая браунит-гаусманитовая кремнисто-карбонатная 45, 47, 75, 173, 213
— браунит-гаусманит-родонитовая кремнистая 41, 45, 54, 59, 214, 384
— — кремнисто-карбонатная 49, 213
— браунит-родохрозитовая кремнисто-карбонатная 45, 213, 215
— гондитовая (кодуритовая) 172, 175, 324
— манганит-пиролозитовая терригенная 91, 216, 390
— манганокальцитовая карбонатная 41, 49, 115, 213, 216, 218, 390
— псиломелан-пиролозитовая терригенная 115, 117, 119, 214, 216, 390
Мартитовая 124, 214, 363
Медистых песчанников 91, 121, 123, 130, 139, 140, 215—217, 389
— сланцев 215, 217
Медно-железородная скарновая 53, 91, 261, 329, 352, 378
Медно-кобальтовая песчано-сланцевая — см. Кобальт-меднородная песчано-сланцевая
Медно-молибденовая порфиоровая (медно-порфиоровая) 41, 43, 47, 53, 71, 87, 91, 95, 96, 104, 105, 259, 260, 328, 329, 352, 381
Медно-никелевая сульфидная — см. Сульфидная медно-никелевая
Медно-пирротиновая 45, 51, 217, 259
Меднородная ортоклазовая 43, 259
Медно-свинцово-цинковая колчеданная 43, 175, 262, 384
Медно-титан-ванадиевая 51, 77, 258, 330, 374
Медно-турмалиновая 328
Медно-цинковая колчеданная 41, 43, 45, 49, 55, 58, 60, 63, 74, 173, 175, 214, 259, 328, 329, 352, 383
— «черносланцевая» 41, 45, 47, 217, 385
Медно-эпидитовая (медно-цеолитовая, самородной меди) 147, 173, 175, 182, 259, 328
Молибден-ванадиеносных сланцев 41, 45, 47, 55, 115, 117, 121, 127, 214, 215
Молибден-вольфрамовая грейзеновая — см. Вольфрам-молибденовая грейзеновая
— скарновая 53, 80, 91, 105, 106, 261, 285, 329, 352, 379
Молибден-меднородная порфиоровая — см. Медно-молибденовая порфиоровая
Молибденовая апогранитовая 53, 82, 263, 264, 330
— кварц-березитовая 108, 285, 329, 383
Монацитоносных россыпей 216
Нефелин-апатитовая 149, 264, 376
Нефелин-тантал-ниобиевая 149, 264, 330
Никель-меднородная сульфидная — см. Сульфидная медно-никелевая
Олово-вольфрамовая кварцевогрейзеновая 53, 82, 93, 108, 109, 264, 285, 330, 352, 379
Оловоносных россыпей 216, 366
Оловородная кварцевая — см. Касситеритовая кварцевая
— пегматитовая — см. Касситеритовая пегматитовая

Оловорудная риолитовая 89, 99, 262, 328, 352, 388
Оловорудная силикатно-сульфидная — см. Касситеритовая силикатно-сульфидная
Оловорудная скарновая 93, 109, 262, 264, 285, 329, 352, 378
Оловорудная сульфидная — см. Касситеритовая сульфидная
Оловорудная сульфосольная 87, 89, 93, 96, 99, 262, 328, 388
Платиновая — см. Хром-платиновая
Платиноносных россыпей 216
Поликомпонентных (Sn, В, Вг, Rb и др.) жидких руд 218
Полиметаллическая грапповая 125, 259, 383
— карбонатная 91, 213
— колчеданная 47, 71, 216, 384
— скарновая 53, 80, 91, 93, 106, 260, 261, 329, 379
Ратовкистая 119, 126, 214, 215
Редкоземельная кимберлитовая 125, 259
Редкометалльная аргиллизитовая 89, 98, 99, 262, 328, 388
— пегматитовая (редкометаллических пегматитов) 53, 82, 93, 108, 166, 263, 285, 303, 376, 393
— фельдшпатолитовая 303
Редкометалльно-апатит-железородная карбонатитовая — см. Апатит-редкометалльно-железородная карбонатитовая
Редкометалльно-железородная скарновая 53, 82, 91, 262, 263, 285, 378
Редкометалльно-полиметаллическая скарновая 172, 175
Редкометалльно-редкоземельная апогранитовая 93, 108, 110, 263, 285, 330, 352, 380
— пегматитовая 91, 263, 285, 377
Редкометалльно-флюоритовая апогранитовая 93, 108, 109, 263, 285, 379
— грейзеновая 53, 93, 263, 330, 379
Ртутная карбонатная — см. Киноварная карбонатная
Ртутная метациннабарит-киноварная аргиллизитовая 87, 89, 96, 107, 261, 263, 328, 387
— листовитовая 51, 77, 87, 89, 96, 98, 258, 261, 263, 387
Ртутная терригенная аргиллизитовая — см. Киноварная терригенная аргиллизитовая
Ртутно-сурьмяно-вольфрамовая аргиллизитовая — с. Ферберит-антимонитовая аргиллизитовая
Ртутно-сурьмяно-флюоритовая джаспероидная — см. Киноварно-флюорит-антимонитовая джаспероидная
Самородной меди (медно-цеолитовая, медно-эпидотовая) 58, 121, 259
— серы 47, 71, 87, 91, 96, 121, 127, 137, 139, 141, 215, 216, 218, 260, 263
Свинцово-цинковая березитовая 93, 107, 262, 285, 329, 352, 382
— карбонатная 117, 119, 126, 139, 215, 386
— серебросодержащая 87, 96, 260, 263
Свинцово-цинково-баритовая карбонатная — см. Барит-свинцово-цинковая карбонатная
— кремнисто-карбонатная — см. Барит-свинцово-цинковая кремнисто-карбонатная
Серебро-золоторудная — см. Золото-серебряная
Серебро-никель-кобальтовая (фальбанд) 302, 393
Серебро-полиметаллическая 91, 105, 262
Серебро-сульфосольная 93, 107, 262
Серноколчеданная 41, 43, 45, 47, 49, 55, 58, 60, 63, 71, 74, 175, 214, 216, 259, 260, 328, 352, 383, 384
Сидеритовая 47, 49, 67, 75, 213, 386
Силикатно-никелевая (латеритная) 51, 77, 258, 364
— контактово-карстовая 51, 214, 369
Сильвин-галитовая (карналлит-сильвин-галитовая, бишофит-карналлит-сильвин-полигалитовая, сильвин-лангбейнит-кианит-галитовая) 91, 121, 137, 139, 141, 217, 391
Сульфидная медно-никелевая 51, 125, 147, 149, 154, 175, 258, 259, 330, 375
Сульфидно-кобальтовая 53, 82, 263
Сурьмяная антимонитовая аргиллизитовая 87, 89, 98, 261, 262, 328
Сурьмяно-вольфрамовая аргиллизитовая — см. Ферберит-антимонитовая аргиллизитовая

Сурьмяно-золоторудная березитовая — см. Золото-сурьмяная березитовая
Сурьмяно-ртутно-флюоритовая джаспероидная — см. Киноварно-флюорит-антимонитовая джаспероидная
Тальковая 51, 77, 258, 330, 352
— апокарбонатная 41, 47, 49, 67, 214
Тантал-ниобий-нефелиновая — см. Нефелин-тантал-ниобиевая
Тантал-ниобий-редкоземельно-флюоритовая 149, 258, 260, 330, 352
Титан-железородная (титаномагнетитовая, титанистых магнетитов) 51, 125, 147, 149, 172, 175, 258, 259, 330, 352, 374
Титан-железородная эклогитовая 302, 392
Титан-железородная-апатитовая — см. Апатит-титан-железородная
Титан-медно-ванадиевая — см. Медно-титан-ванадиевая
Титановая рутиловая амфиболит-эклогитовая 302, 392
Титаноносных россыпей 115, 117, 119, 123, 216, 217, 366
Ферберит-антимонитовая аргиллизитовая 87, 89, 98, 261, 263, 328, 388
Флогопитовая 149, 258, 260, 330, 352, 377
Флогопит-магнетит-апатитовая магнезиально-скарновая — см. Магнетит-апатит-флогопитовая магнезиально-скарновая
Флюоритовая (собственно флюоритовая) 89, 98, 263, 328, 389
Флюоритовая ратовкистая — см. Ратовкистая
Флюорит-полиметаллическая 87, 89, 98, 99, 261, 263, 352, 388
Флюорит-редкометаллическая 89, 93, 98, 108, 263, 285, 352, 380
Флюорит-ртутно-сурьмяная джаспероидная — см. Киноварно-флюорит-антимонитовая джаспероидная
Флюорит-свинцово-цинковая терригенно-карбонатная 47, 49, 67, 75, 213, 215
Фосфоритовая карбонатная 139, 140, 213, 214
— кремнистая 41, 43, 214, 385
— кремнисто-карбонатная 41, 45, 49, 55, 75, 213, 214, 385
— терригенная 91, 115, 117, 119, 139, 140, 214, 216, 390
— терригенно-карбонатная 47, 214, 391
Хризотил-асбестовая 51, 77, 258, 330, 352, 381
— апокарбонатная 41, 214
Хромитовая 51, 77, 258, 352, 374
Хром-платиновая 51, 77, 258, 374
Хрусталеносная пегматитовая 93, 264
Цезиеносных вулканических стекол 89, 99, 262
Целестиновая 121, 123, 127, 214
Циркониевых россыпей 115, 117, 119, 217
Вольфрамовая скарновая 91, 262, 329
Янтарная 115, 117, 217

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие (Д. В. Рундквист)	5
Введение (Д. В. Рундквист)	9

Часть I

ТИПЫ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫХ И СТРУКТУРНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ЗОН

Глава 1. Принципы выделения и типизации структурно-формационных и структурно-металлогенических зон (Д. В. Рундквист)	18
Глава 2. Структурно-металлогенические зоны геосинклиналей (К. А. Марков, В. А. Трофимов, К. Б. Ильин, Ф. В. Старицын)	37
Глава 3. Структурно-металлогенические зоны орогенов и областей активизации (повторных орогенов) (Н. В. Никитин, С. Н. Калабашкин, К. А. Марков, В. А. Трофимов)	83
Глава 4. Структурно-металлогенические зоны чехла платформ (Ю. Г. Старицкий, А. А. Удалова)	111
Глава 5. Структурно-металлогенические зоны рифтов (В. Н. Москалева, К. А. Марков)	141
Глава 6. Структурно-металлогенические зоны шитов и докембрийского основания подвижных поясов (Т. В. Билибина, Л. В. Григорьева, В. Е. Попов)	158
Глава 7. Рудоносные системы разломов структурно-металлогенических зон (И. А. Неженский)	184

Часть II

РУДОНОСНОСТЬ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

Глава 8. Рудоносность осадочных формаций (Н. Н. Предтеченский, Э. Н. Янов)	211
Глава 9. Рудоносность магматических формаций (В. А. Трофимов, К. А. Марков, В. Е. Попов, Д. В. Рундквист)	256
Глава 10. Рудоносность метаморфических формаций (А. М. Ларин, В. Е. Попов, Д. В. Рундквист)	297
Глава 11. Рудоносность гидротермально-метасоматических формаций (Д. В. Рундквист, И. Г. Павлова)	324
Глава 12. Рудоносность кор выветривания и продуктов их переотложения (Б. М. Михайлов)	353
Глава 13. Типовые обстановки проявления оруденения (Д. В. Рундквист, К. А. Марков, В. А. Трофимов)	371
Глава 14. Основные итоги изучения рудоносности и формаций структур земной коры и пути дальнейших исследований (Д. В. Рундквист)	397
Список литературы	410
Указатель формаций	414

CONTENTS

Foreword (D. V. Rundquist)	5
Introduction (D. V. Rundquist)	9

Part I

TYPES OF STRUCTURAL-FORMATIONAL AND STRUCTURAL-METALLOGENIC ZONES

Chapter 1. Principles of distinguishing and classification of structural-formational and structural-metallogenic zones (D. V. Rundquist)	18
Chapter 2. Structural-metallogenic zones of geosynclines (K. A. Markov, V. A. Trofimov, K. B. Ilyin, F. V. Staritsin)	37
Chapter 3. Structural-metallogenic zones of orogens and areas of activation (secondary orogens) (N. V. Nikitin, S. N. Kalabashkin, K. A. Markov, V. A. Trofimov)	83
Chapter 4. Structural-metallogenic zones of the platform cover (Yu. G. Staritsky, A. A. Udalova)	111
Chapter 5. Structural-metallogenic zones of rifts (V. N. Moskalyeva, K. A. Markov)	141
Chapter 6. Structural-metallogenic zones of shields and the Precambrian basement of mobile belts (T. V. Bilibina, L. V. Grigoryeva, V. E. Popov)	158
Chapter 7. Ore-bearing systems of fractures of structural-metallogenic zones (I. A. Nezhensky)	184

Part II

ORE CONTENT OF GEOLOGICAL FORMATIONS

Chapter 8. Ore content of sedimentary formations (N. N. Predtechensky, E. N. Yanov)	211
Chapter 9. Ore content of magmatic formations (V. A. Trofimov, K. A. Markov, V. E. Popov, D. V. Rundquist)	256
Chapter 10. Ore content of metamorphic formations (A. N. Larin, V. E. Popov, D. V. Rundquist)	297
Chapter 11. Ore content of hydrothermal-metasomatic formations (D. V. Rundquist, I. G. Pavlova)	324
Chapter 12. Ore content of crusts of weathering and their redeposition products (B. M. Mikhailov)	353
Chapter 13. The type geological settings in which mineralization is manifested (D. V. Rundquist, K. A. Markov, V. A. Trofimov)	371
Chapter 14. Main results of investigation of the ore content and formations of the Earth's crust structures; the course of future investigations (D. V. Rundquist)	397
References	410
Index	414

**РУДОНОСНОСТЬ
И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ
СТРУКТУР ЗЕМНОЙ КОРЫ**

Редактор издательства В. С. Селиванов
Внешнее оформление художника Д. М. Плаклина
Технический редактор И. Г. Сидорова
Корректоры В. Н. Малахова, Л. Ю. Орлова

ИБ № 4000

Сдано в набор 13.07.81. Подписано в печать 08.12.81.
М-30057. Формат 60×90/16. Бумага тип. № 1. Гарни-
тура литературная. Печать высокая. Усл. печ. л. 26,5.
Усл. кр.-отт. 26,75. Уч.-изд. л. 30,14. Тираж 1250 экз.
Заказ 225/1296. Цена 2 руб.

Издательство «Недра», Ленинградское отделение.
193171, Ленинград, С-171, ул. Фарфоровская, 12.

Ленинградская типография № 8 ордена Трудового Крас-
ного Знамени Ленинградского объединения «Техниче-
ская книга» им. Евгении Соколовой Союзполиграфпрома
при Государственном комитете СССР по делам изда-
тельств, полиграфии и книжной торговли.
190000, г. Ленинград, Прачечный переулок, 6.