

Федеральное государственное бюджетное образовательное
учреждение высшего образования
«МОСКОВСКИЙ ПОЛИТЕХНИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»
(Московский политех)

Н.К. Андросова, А.Г. Милютин

ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ

Учебное пособие

В двух частях

Часть 2

Москва
Российский университет дружбы народов
2019

УДК 55(075.8)
ББК 26.33+26.323+33
А66

Рецензенты:

доктор геолого-минералогических наук, профессор
заведующий кафедрой полезных ископаемых МГУ *В.И. Старостин*;
доктор геолого-минералогических наук, профессор
главный научный консультант ООО «ОЗГЕО» *С.В. Белов*

Андросова, Н. К.

А66 **Формационный анализ : учебное пособие : в 2 ч. /**
Н. К. Андросова, А. Г. Милютин. – Москва : РУДН, 2016 – 2019.
ISBN 978-5-209-07748-0
Ч. 2. – 2019. – 114 с. : ил.
ISBN 978-5-209-09555-2 (ч. 2)

Изложены критерии и методы выделения геологических (породных) и рудных формаций и комплексов; приведена их систематика на геодинамической основе. В первой части дана характеристика знаковых формационных группировок; во второй выделены главнейшие продуктивные структурно-формационные комплексы; освещена их связь с генетическими типами месторождений полезных ископаемых и минераций.

Для студентов вузов, обучающихся по специальности «Прикладная геология».

УДК 55(075.8)
ББК 26.33+26.323+33

ISBN 978-5-209-09555-2 (ч. 2)
ISBN 978-5-209-07748-0

© Андросова Н.К., Милютин А.Г., 2019
© Российский университет
дружбы народов, 2019

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	5
РАЗДЕЛ ПЕРВЫЙ. ФОРМАЦИОННО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ НА ПЛЕЙТ-ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ОСНОВЕ	8
Глава 1. Тектоно-минерагеническая эволюция Земли	8
1.1. Основные проблемы динамики и тектоники литосферных плит	8
1.2. Методы геодинамической реконструкции главнейших типов структур земной коры.....	13
1.3. Структурно-формационные зоны на континентах и в зонах перехода к океану.....	15
Контрольные вопросы для самопроверки	25
Глава 2. Методика составления структурно-формационных и геодинамических карт	26
Контрольные вопросы для самопроверки	34
Глава 3. Систематика рудных формаций и комплексов	35
3.1. Рудообразующие процессы в геологических формациях и нестратифицированных комплексах. Генетические типы связанных с ними месторождений полезных ископаемых	35
3.2. Понятие о рудных формациях и рудных комплексах. Критерии их выделения	38
3.3. Главнейшие нестратифицированные рудоносные комплексы и структурно-морфологические типы их месторождений	44
3.4. Главнейшие осадочные рудопродуктивные структурно-формационные комплексы	47
3.5. Главнейшие стратифицированные вулканогенные и вулканогенно-осадочные рудопродуктивные структурно-формационные комплексы	55
3.6. Главнейшие метаморфогенные рудопродуктивные структурно-формационные комплексы.....	59
3.7. Геоморфологические и структурно-формационные рудопродуктивные комплексы кор выветривания	64
Контрольные вопросы для самопроверки	66

РАЗДЕЛ ВТОРОЙ. ПРОГНОЗ РУДОНОСНОСТИ	68
Глава 4. Критерии прогнозирования	68
4.1. Общие положения	68
4.2. Генетические и формационные критерии прогнозирования	70
4.3. Тектоно-металлогеническая основа прогнозирования	89
4.4. Геофизические критерии прогнозирования	91
4.5. Геохимические критерии прогнозирования	96
4.6. Петрофизический критерий прогнозирования	98
Контрольные вопросы для самопроверки	101
Глава 5. Классификация прогнозных минеральных ресурсов и методы их количественной оценки	102
5.1. Классификация прогнозных минеральных ресурсов	102
5.2. Методы количественной оценки прогнозных ресурсов	104
Контрольные вопросы для самопроверки	108
Предметный указатель	109
Список рекомендуемой литературы	112

Предисловие

В 1996 г. в издательстве Московского государственного открытого университета (МГОУ) небольшим тиражом вышла работа авторов «Основы формационного анализа при прогнозировании полезных ископаемых», рекомендованная Госкомитетом РФ по высшему образованию в качестве учебного пособия для студентов вузов, обучающихся по специальности «Геологическая съемка, поиски и разведка месторождений полезных ископаемых». По мнению авторов, на момент издания оно не имело аналогов ни в отечественной, ни в зарубежной литературе. При его написании из многочисленных научных публикаций использованы те, которые наиболее близко соответствовали по содержанию и форме изложения учебным пособиям такого плана. Это, прежде всего, фундаментальный труд В.И.Попова, В.Ю.Запрометова [21], монографии коллективов авторов ВСЕГЕИ под редакцией академика РАН Д.В. Рундквиста [23, 26].

Важную роль в методике выделения и тектонического анализа осадочных формаций сыграли работы Л.В. Рухина, В.И. Драгунова, В.М.Цейслера, Ю.Б.Марина и других авторов.

Большую помощь в освещении рудных формаций и комплексов оказали публикации [11, 12, 24, 25, 27, 29]. К сожалению, в указанных публикациях учение о геологических формациях рассматривалось в основном с позиции господствующей в советский период геосинклинальной концепции.

Благодаря работам В.А. Унксова, А. Митчела, М. Гарсона, А.А. Ковалева, Е.И. Леоновой, И.И. Абрамовича, А.И. Бурдэ, Д.В. Вознесенского, Г.С. Гусева, Н.В. Межеловского, М.В. Минца, Д.И. Мусатова, С.С. Шульца, Л.П. Зоненшайна, М.И. Кузьмина, В.М. Моралева, С.А. Ушакова, Л.М. Натапова, А.П. Лисицина, О.Г. Сорохтина, Л.А. Савостина и других авторов стало возможным на современном уровне охарактеризовать методы геодинамической реконструкции главнейших структурных элементов земной коры на основе формационно-металлогенического анализа и осуществить тектоно-

минерагеническое сопоставление геосинклинальных и мобилистских моделей стадий эволюции литосферы полного цикла.

В то же время такой альтернативный подход к освещению учения о формациях вызвал критические замечания со стороны некоторых сторонников плейт-тектонической парадигмы, которая после «падения» отраслевой формы стиля управления промышленностью РФ, стала доминирующей в науках о Земле.

Отношение к учению о геологических формациях в большинстве публикаций мобилистов не нашло четкого определения ни с фиксистских позиций, ни с позиций тектоники плит.

Сохраняя в целом лояльность государственному образовательному стандарту, авторы данного пособия допускают возможность рассмотрения учения о геологических формациях исключительно в контексте мобилистской теории.

В процессе изучения данной дисциплины обучающийся должен овладеть следующими компетенциями:

знать принципы и технологию (методы) выделения геологических и рудных формаций и комплексов, характер их связи с генетическими типами месторождений;

уметь составлять карты формаций и структурно-формационные карты и соответствующие им разрезы; использовать геологические формации при решении вопросов стратиграфии, палеогеографии, реконструкции геодинамических обстановок и тектонического районирования;

владеть приемами рассмотрения геологических и рудных формаций и комплексов как индикаторов палеогеодинамических обстановок и тектонических режимов, а также методами прогнозирования полезных ископаемых на основе формационного анализа.

Материал учебника в целом составляет основу курса лекций по данной дисциплине, прочитанных авторами за последние 25 лет (в Московском государственном открытом университете). Принципиальные подходы авторов к

выделению геологических формаций и комплексов и соответствующим им рудных формаций и рудных комплексов, их типизация, а также геодинамические и структурно-формационные критерии прогнозирования полезных ископаемых прошли апробацию на многочисленных международных совещаниях и конференциях по тектонике плит и минерагении.

РАЗДЕЛ ПЕРВЫЙ. ФОРМАЦИОННО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ НА ПЛЕЙТ-ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ОСНОВЕ

Глава 1. Тектоно-минерагеническая эволюция земли

1.1. Основные проблемы динамики и тектоники литосферных плит

Теория тектоники литосферных плит представляется в наше время как парадигма (образец, пример) в науках о Земле. Применение её основных положений при тектонических, структурно-формационных и прогнозно-металлогенических исследованиях стало практической необходимостью. В этом направлении успешно проводятся исследовательские работы коллективом Музея землеведения МГУ на опытных геодинамических полигонах в Киргизии и на Камчатке; опубликованы фундаментальные труды О.Г.Сорохтина, Л.П.Зоненшайна, М.И.Кузьмина, В.М.Моралева, В.А.Унксова (1981), А.А.Ковалева, Ю.Г.Гатинского, А.В.Авдеева, С.С.Шульца и других авторов.

Динамика литосферных плит представляет собой раздел геодинамики, производной динамики внутренних геосфер (ядра, мантии и литосферы), косвенно связанный с динамикой внешних геосфер.

Согласно Дж. Уилсону первопричиной, обуславливающей движение литосферных плит, являются восходящие из нижней мантии конвекционные потоки. Расширяясь в астеносферном слое в виде струй или так называемых плюмажей, они проявляются в верхней мантии и литосфере горячими точками, на размещение которых влияло неравномерное вращение Земли. Над мантийными струями находятся либо области активного вулканизма, либо куполовидные поднятия континентальной коры, а между ними участки нисходящих движений вещества мантии, соответствующие прогибам.

Согласно Т.Нельсону и П.Темплю, возникновение в астеносфере сплошного конвекционного потока,двигающегося в восточном направлении вместе с серией симметричных, разгружающихся под срединноокеаническими

хребтами конвекционных даск, обусловлено вращением Земли вокруг своей оси. Эти идеи нашли аргументированное развитие в многочисленных публикациях перечисленных выше авторов, а также Л.Баумана, Г.Тишендорфа, А.Митчела, М.Гарсона, Д.Теркота, Дк.Щуберта, С.А.Ушакова, Ю.И.Галушкина и других исследователей.

Проблемам теоретической геодинамики литосферных плит посвящена также серия работ Института вулканологии РАН. В них приводится всесторонний анализ процесса химико-плотностной концентрационной конвекции, претендующей на роль основного движущего механизма, ответственного за перемещение литосферных плит по поверхности Земли.

Исследование конвекции в двухкомпонентной среде с помощью неравновесной термодинамики осуществил В.П.Кеонджян. Как известно, конвекция в жидкости создается действием архимедовых сил на объекты, отличающиеся от окружающей среды по плотности. Флуктуации плотности могут создаваться флуктуациями как температуры, и тогда конвекция называется термической, так и концентрации примесей, например, железистых фракций в многокомпонентной мантии. В последнем случае конвекцию называют концентрационной. Предложенный механизм служит альтернативой чисто термической конвекции и позволяет снять ряд ограничений, накладываемых при описании последней на некоторые параметры среды. Процесс плотностной дифференциации служит основным источником энергии эволюции Земли на протяжении большей части её геологической истории. Концентрационная конвекция является реализацией этого процесса. Поэтому ее изучение имеет большое значение для геодинамики в целом.

Идеализированные модели (В.П.Кеонджян, Л.М.Наймарк, И.В.Егоров, А.В.Каракин, А.И.Городницкий, А.И.Шеменда, И.Е.Баланюк, В.В. Костоглазов, Л.И.Лобковский, О.Г. Сорохтин, 1981) показывают вполне удовлетворительное соответствие современным представлениям о нестационарности и квазипериодичности процессов в земных недрах, базирующихся на всей

совокупности геологических и геодинамических данных по континентам и океанам.

Изучение причин инверсии палеомагнитных полюсов является сложной и принципиально важной проблемой так называемого геомагнитного динамо. Она объясняется механизмом движений в жидком ядре Земли, обуславливающих дипольную часть главного геомагнитного поля и его обрамления. Критический анализ локальных свойств различных имитационных моделей геомагнитного динамо отражает наблюдаемую эволюцию магнитного поля Земли (М.А.Чусов, 1981).

Процесс дифференциации вещества Земли в поле силы тяжести приводит к изменению её плотностного разреза и, как следствие, моментов инерции. При отсутствии внешних сил это приводит к изменению режима вращения и формы Земли и связанных с ними параметров нормального гравитационного поля. Это показано С.С.Ивановым, В.П.Кеонджяном, А.С.Мониным на основе экспериментальных данных о физических свойствах пород мантии перцолитового состава и плотностных разрезов Земли для различных моментов её истории.

Другой важной проблемой геодинамики, магматизма и тектоники литосферных плит являются объективные (количественные) методы изучения этих процессов. Прежде всего, это касается скоростей перемещения плит друг относительно друга. Как указывает Л.П.Зоненшайн, они подтверждены двумя независимыми способами: наблюдением над доплеровским эффектом при прохождении спутников и с помощью сверхдальней интерферометрии. Субдукцию фиксируют рельеф, глубинная сейсмичность и ориентировка в очагах землетрясений, распределение теплового потока, данные многоканального сейсмопрофилирования МОВ ОГТ и магнитотеллурического зондирования с подводных аппаратов. Впечатляют карты океанического дна, полученные сонарами бокового обзора типа «Глория» и с помощью спутниковой альтиметрии.

Согласно теории тектоники плит, литосфера Земли состоит из двух десятков перемещающихся по астеносферному слою жестких плит мощностью от 50–60 до 200–300 км, семь из которых относят к мегаплитам. Это – Евразийская, Северо- и Южноамериканская, Африканская, Тихоокеанская, Индо-Австралийская и Антарктическая. В зависимости от направления перемещения смежных литосферных плит определяется структурно-формационный тип их приграничных зон.

При раздвиге плит формируются дивергентные границы с наращиванием (аккрецией) краин плит верхнемантийным субстратом. При этом возникают срединно-океанические хребты. Замеры остаточной намагниченности магматических пород, отобранных по обе стороны от оси хребтов, выделили полосовые знакопеременные аномалии, свидетельствующие об инверсии палеомагнитных полюсов. Дивергентные границы плит фиксируются цепочками подводных вулканических островов и неглубокофокусными (до 100 км) землетрясениями. Схождение (конвергенция) плит приводит к возникновению конвергентных границ в пределах которых, так называемых зонах субдукции, происходит поддвигание менее плавучей плиты под другую, более легкую континентальную, с последующим поглощением океанической поддвинутой плиты. Об этом свидетельствуют глубоководные желоба зоны Беньофа, вулканические пояса и глубокофокусные (до 700 км) землетрясения. В зонах конвергенции плит происходят коллизии (скупивание) пород с интенсивным проявлением магматизма, дислокационного метаморфизма и орогенных процессов.

Скольжение пары литосферных плит относительно друг друга осуществляется по трансформным обычно крутопадающим разломам. Причиной таких сдвигов является разность скоростей перемещения плит.

А.А.Ковалев, рассматривая различные по природе и составу плиты, количественно моделирует геометрические параметры их границ и возможный механизм, управляющий их движением. Он пришел к выводу, что перемещение средних и мелких плит согласуется с движением мегаплит,

мантийный субстрат перемещается в срединно-океанических хребтах в виде узких зон, а в спрединговых окраинных морях в виде диапиров, и что субдукция является одним из важнейших факторов формирования континентальной коры.

Основополагающей для тектоно-металлогенических исследований служит классификация основных типов структурных элементов земной коры с позиции тектоники плит, разработанной указанным автором. В ней по мобильности выделяются 4 класса геоструктур: 1) стабильные, 2) раздвижения, 3) скалывания и 4) скольжения, а в каждом классе выделяют типы структур, развитые на континенте, в зоне перехода и океане.

К стабильным относятся платформы и щиты, дно окраинных морей и абиссальные впадины океана. Кроме того, на континентах выделяются зоны внутриплитной активизации, связанные с интрузиями щелочных гранитов и сиенитов, ультрабазитовых щелочных (с карбонатами) массивов, кимберлитовых и лампроитовых трубок и даек, в океане устанавливаются цепи вулканических островов, подводных гор и плато.

Зоны раздвижения (тафрогены) включают континентальные рифты: на континентах и в зонах перехода – авлакогены и пассивные окраины континентов и микроконтинентов; в океанах – срединно-океанические хребты (поднятия); в зонах перехода – дно спрединговых окраинных морей.

Согласно К.С.Берку, термин «авлакоген» применяется для рифтов, возникших в трехлучевых системах над горячими точками и ориентированных под большими углами к складчатым зонам.

В условиях сдвижения (поддвигания и столкновения) литосферных плит создаются субдукционные коллизионные обстановки. При субдукции формируются: в зоне перехода – глубоководные желоба и островные дуги, на океанической коре и микроконтинентах – энсиалические островные дуги, на континентах и в переходных зонах – активные окраины континентов кордильерского и андийского типов. При коллизии формируются зоны

столкновений: островные дуги с континентом, микроконтинента с континентом, континентов (гималайский, кавказский типы).

Скольжение литосферных плит происходит по трансформным разломам, проявленным в океанах (типа рифт – рифт и типа зоны субдукции – зоны субдукции), зонах перехода (типа рифт – зона субдукции) и на континентах (типа зона субдукции – зона субдукции).

По предположению Л.П.Зоненшайна (1988), морская вода проникает глубоко в океаническую кору и до гипербазитов верхней мантии, обуславливая серпентизацию и разуплотнение пород. Это приводит к всплыванию серпентинитовых блоков, формированию протрузий и резко расчленённого рельефа на активных отрезках трансформных разломов с выведением серпентинитов на вершины приразломных хребтов.

1.2. Методы геодинамической реконструкции главнейших типов структур земной коры

Геодинамическая реконструкция эволюции главнейших структурных элементов земной коры осуществляется по ряду признаков в процессе изучения их связи с фациальными и формационными комплексами различных тектоно-магматических этапов и эпох экзогенеза. В общем виде без учёта фактора времени, такая связь была рассмотрена нами при классификации формаций. Избирательная сопряженность формаций осадочной группы с геоструктурами и фациальными комплексами принята в основу их классификации.

Выделение семейств стратифицированных вулканогенных формаций обусловлено их приуроченностью к определенным тектоническим комплексам. Геодинамические процессы и сопутствующие им магматические и седиментационный факторы приняты в основу выделения вулканогенно-осадочных формаций.

Рудоносные интрузивные и субвулканические комплексы рассмотрены в ассоциации с геоструктурами по типам земной коры и мобильности на различных тектоно-магматических этапах. С эволюцией земной коры в докембрии связаны структурно-фациальные и вещественные характеристики метаморфических формаций, приведенные в первой части учебного пособия в разделах 7.2 и 7.3.

Формирование геологических формаций и структур рассматривается как непрерывный процесс преобразования в пространстве и времени состава и формы слагающего их субстрата (земного и космического вещества). Как известно, основным фактором этого процесса являются тектонические движения, вызывающие механическое перемещение субстрата в координатах пространства X , Y , Z . Тектонические движения изучаются комплексом методов. Универсальным методом определения как горизонтальных, так и вертикальных перемещений служит геолого-структурное картирование. Оно ведется на инструментальной топогеодезической или маркшейдерской основе. При этом используются формационный и структурно-фациальный методы с привлечением геофизических и геохимических данных; а также методов изучения геоморфологии, мощностей отложений и их движений, прерывных и непрерывных ритмов, с последующим составлением корреляционных колонок (разрезов) и карт соответствующей этим методам специализации.

Палеорекострукции структурных элементов со значительной амплитудой горизонтальных перемещений осуществляются с использованием палеотектонического, палеогеографического, палеомагнитного, дистанционных и геодезических методов, по результатам которых составляются палинспастические карты. На этих картах указывается положение структурно-формационных комплексов в начальную стадию их возникновения до проявления горизонтальных перемещений,

Синтезом перечисленных методов изучения эволюции литосферы служат геодинамические модели различных её стадий. При этом в качестве реперов используются модели эволюции офиолитовых зон, построенные, например, для

Тагило-Магнитогорского синклиория Урала (А.А.Ковалев, 1985, 1989) и Казахстана (А.В.Авдеев, 1989).

Изучение природы офиолитовых пластин океанической коры, выведенных на земную поверхность, помогает осуществить геодинамическую реконструкцию литосферы на всех стадиях раскрытия и закрытия океанов.

1.3. Структурно-формационное районирование на континентах и в зонах перехода к океану

Понятие «структурно-формационные зоны», введенное в учение о геологических формациях Л.Кобером и В.И.Поповым, включает в качестве главных их признаков формационные и как дополнительные тектонические характеристики.

За основу выделения структурно-формационных зон приняты совокупности геологических формаций и нестратифицированных магматических, метаморфических и метасоматических (в том числе кор выветривания) комплексов, связанные с определенными структурными элементами земной коры. Кроме того, при типизации структурно-формационных зон учитывается фактор геологического времени. Необходимо заметить, что ареал зоны не ограничивается площадным распространением по латерали слагающих её формаций. Он имеет также глубинное распространение в контурах этих формаций, часто совпадающих с границами структурных и стратифицированных подразделений. При таком оконтуривании структурно-формационные зоны приобретают объемные извилистые очертания внутри блоков, ограниченных разломами.

Таким образом, структурно-формационная зона охватывает закономерную совокупность геологических формаций и нестратифицированных комплексов, сформировавшихся в определенных тектонических режимах стадий эволюции земной коры.

По тектоническому режиму выделяют структурно-формационные зоны: на континентах – орогенов (складчатых областей), чехлов платформ, щитов, и кристаллических массивов, областей тектоно-магматической активизации; в зоне перехода – тектонически пассивных окраин континентов, орогенов активных окраин континентов, островных дуг (энсиматических и энсиалических – микроконтинентов).

Кроме того, на континентах проявлены структурно-формационные зоны рифтов и авлакогенов. Для переходных зон характерны также структурно-формационные зоны спрединговых окраинных морей, коллизионных зон, глубоководных желобов и трансформных разломов.

Структурно-формационные зоны щитов и кристаллических массивов входят в состав докембрийских мегаблоков, границами которых являются разломы мантийного заложения, и слагаются метаморфическими и магматическими формациями и комплексами.

Структурно-формационное районирование проводится с учетом фаций метаморфизма, их состава, возраста и структуры. В качестве структурных элементов рассматриваются антиклинорные и синклинорные зоны (блоки), купола, выступы, моноклиальные зоны расщепления, зоны смятия, складчатости, разрывных и сложных дислокаций. Пологие сводово-купольные поднятия, осложненные грабенообразными прогибами, и проявления ультрамафитового щелочного и субщелочного магматизма связывают с горячими точками (плюмами). В таких интрузивных комплексах центрального типа сформировались месторождения алмазоносных кимберлитов и лампроитов, апатито-флогопито-магнетитовых и редкометалльных карбонатитов.

Согласно Г.И.Каляеву, древние континентальные мегаблоки представляют собой объединенные фрагменты архейско-протерозойских литосферных плит, в которых реконструируют типичные для того времени рифты, океанскую кору с зонами её поглощения и активные континентальные окраины. В блоках с более ранней континентальной

корой, называемых гранито-зеленокаменными, сохранились реликты архейских офиолитов. Блоки со зрелой континентальной корой характеризуются развитием гранитов и метаморфизованных осадочных формаций. Такие блоки по степени метаморфизма называют гранулитогнейсовыми. Тем и другим блокам соответствуют структурно-формационные зоны с характерными для них, в первую очередь, железисто-кремнистыми формациями, а также полезными ископаемыми: Au, U, Fe-Ti, Mn, Pt, V, Си -Ni, Ta-Nb-Li-Be, графита и мусковита.

Границами зон внутри мегаблоков служат проницаемые для магматических расплавов зоны, сопряженные с глубинными разломами. Так, в пределах Карельского мегаблока, граничащего на северо-востоке с Беломорским, а на юго-западе с Ладожским мегаблоками, выделяются Западно- и Восточно-Карельская структурно-формационные зоны (рис. 1.1). В Западно-Карельской зоне находятся крупные месторождения железистых кварцитов - Костомукшское и Корпангское, а в других зонах известны лишь железорудные проявления.

Структурно - формационные зоны чехла платформ представляют собой площади распространения осадочной, вулканогенно-осадочной и вулканогенной групп формаций. Они приурочены либо к структурам прогибания (синеклизам, впадинам, авлакогенам, перикратонным и краевым прогибам), либо к структурам поднятия (антеклизам, валам), сформировавшимся в один или несколько этапов (рис. 1.2), которые соответствуют определенным тектоно-седиментационным циклам и стадиям, охарактеризованным в разделе 3.6 (часть 1).

Как известно, в вертикальном разрезе чехла платформ выделяются структурные этажи, подэтажи и ярусы, соответствующие по времени этапам, циклам и стадиям и сложенные указанными геологическими формациями различных таксонов.

Структурно-формационную зону составляют определенные подгруппы, ряды, семейства или комплексы формаций, образовавших структурный ярус в течение одной из стадий цикла: ранней, средней, поздней, или конечной.



Рис. 1.1. Схема структурно-формационного районирования архея Карельского региона (по В.Н.Горьковец):

1 – Верхнепротерозойские месторождения; 2 – граниты рапакиви; 3 – карельский комплекс; лопийские супракрустальные толщи: 4 – содержащие железисто-кремнистые формации; 5 – не содержащие железисто-кремнистых формаций; 6 – гнейсо-граниты, граниты, мигматиты; 7 – саамский комплекс; 8 – разломные зоны; 9 – границы структурно-формационных зон; структурно-формационные зоны (римские цифры): I – Западно-Карельская, II – Северо-Карельская, III – Восточно-Карельская.

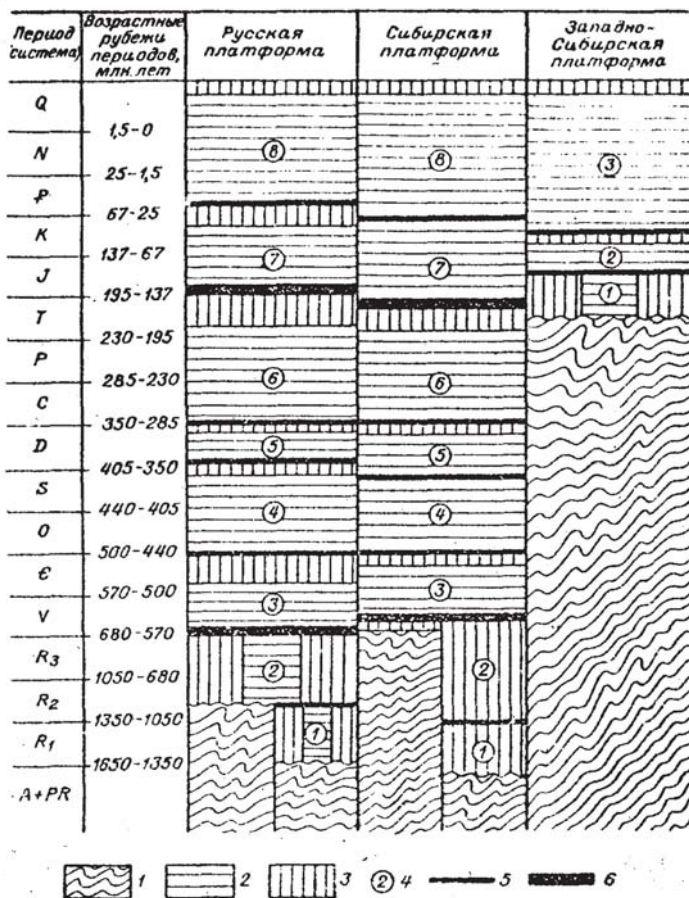


Рис. 1.2. Схема развития чехла платформ (по Ю.Г.Старицкому, А.А.Удаловой):

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

На границах этих стадий развиты формации молассового семейства. Зоны ранней (трансгрессивной) стадии сложены в основном осадочными формациями терригенной подгруппы. В структурах прогибания с ними ассоциируют месторождения фосфоритов (Московская синеклиза,

Прибалтийский бассейн), по окраинам синеклиз в терригенных и карбонатно-терригенных формациях развиты месторождения марганца (Южно-Украинский бассейн).

В средней стадии (инундационной) сформировались зоны, сложенные преимущественно формациями либо терригенными, либо карбонатно-терригенными, либо карбонатными. На Восточно-Европейской платформе с первыми из них ассоциируют проявления осадочных руд железа (Московская синеклиза), со вторыми – месторождения горючих сланцев (Балтийская синеклиза), с третьими – свинцово-цинковые проявления (Балтийско-Московская синеклиза).

Для поздней (регрессивной) стадии характерны зоны терригенной, карбонатно-терригенной, карбонатной и галогенной подгрупп формаций. Последняя является наиболее перспективной на полезные ископаемые. С нею связаны месторождения каменной и калийной солей, бора, самородной серы, целестина, гипса и ангидрита.

Зоны конечной (эмрсивной) стадии сложены в основном континентальными терригенными, реже карбонатно-терригенными формациями, а также стратифицированными вулканогенными формациями, включая трапповые.

По А.А.Ковалеву [5], на континентальных платформах выделяются три типа структурно-формационных зон: поверхности выравнивания, аллювиальные долины, озерные и озерно-болотные впадины. Так, на приподнятых участках Восточно-Европейской платформы в зонах, приуроченных к поверхностям выравнивания, сформировались латеритные коры выветривания. С ними ассоциируют месторождения бокситов и никеля. С пермскими карбонатно-терригенными образованиями связаны проявления медистых песчаников. На Сибирской платформе в процессе выветривания алмазонасных кимберлитов образовались аллювиальные россыпи алмазов. В озерных и озерно-болотных впадинах Восточно-Европейской платформы развита угленосная лимническая формация. В зонах с преимущественным

развитием вулканогенных формаций известны месторождения исландского шпата (Тунгусская синеклиза на Сибирской платформе).

Структурно-формационные зоны орогенов и областей активизации подразделяются: на зоны ранней стадии с преимущественным развитием стратифицированных вулканогенных и вулканогенно-осадочных формаций и поздней стадии, сложенные терригенными, карбонатно-терригенными и галогенными формациями, а также зоны нестратифицированных магматических комплексов раннеорогенной (раннеактивизационной) стадии (см. часть 1).

Там же приведены общие характеристики рудоносности стратифицированных вулканогенных и вулканогенно-осадочных формаций, интрузивных и субвулканических комплексов орогенных и активизационных зон, и осадочных формаций зон чехла платформ.

Структурно-формационные зоны тектонически пассивных окраин континентов охватывают прибрежные низменности и лагуны шельфа и континентальных склонов восточного побережья Американского континента, западного побережья Африки, южного побережья Индии и Австралии. Мощность осадочных толщ достигает 6 км в зонах шельфа и 12 км у подножий склонов. Они сложены преимущественно терригенными, карбонатно-терригенными, углеродисто-кремнистыми, галогенными и угленосными параллическими формациями. С ними связаны россыпи алмазов, стратиформные месторождения меди, свинца и цинка, переотложенные латеритные бокситы и биохемогенные полезные ископаемые: фосфориты, параллические угли, нефть и газ.

Структурно-формационные зоны орогенов активных окраин континентов сформировались в зонах коллизий. Их образование связано с деструкцией краевой части континентальных плит и активным проявлением контаминированного (смешанного) магматизма. Примером служат зоны внутренней части Тихоокеанского мобильного пояса. Рудоносность

слагающих эти зоны тектоно-плутонических ассоциаций охарактеризована в части 1.

Структурно-формационные зоны энсиматических островных дуг, согласно А.А.Ковалеву [10], могут развиваться по аккреционной призме, осадочной террасе, вулканическим дугам, окраинным морям и желобам. Они слагаются вулканогенными, вулканогенно-осадочными, флишевой, граувакковой, офиолитовой, турбидитной и глаукофан-сланцевой формациями, а также интрузивными и субвулканическими комплексами.

Вулканогенные формации представлены базальтовым, базальтово-андезитовым, щелочно-базальтовым и щелочно-базальтово-андезитовым семействами.

Структурно-фациальные факторы и рудогенез вулканогенных и вулканогенно-осадочных (включая желобово-турбидитный комплекс) формаций островодужного энсиматического комплекса приведены в 1 части. В целом для энсиматических островных дуг характерны фемический и сиальфемический профили эндогенного оруденения.

Структурно-формационные зоны сиалических островных дуг и микроконтинентов могли сформироваться либо в обрамлении спредингового окраинного моря, либо на коллизийной его стороне и склоне океана. Широко проявленные в зонах магматические формации и интрузивные комплексы отличаются от таковых в вулканических дугах более кислым составом и развитием в них сиалического и сиальфемического оруденения.

Структурно-формационные зоны континентальных рифтов и авлакогенов проявляются по системам горстов и грабенов, развитым вдоль глубинных разломов на участках сводовых поднятий над горячими точками литосферы с разуплотненным веществом мантии. Они характеризуются развитием мафитовых и ультрамафитовых (нормальной щелочности и щелочных) семейств формаций и интрузивных комплексов.

На основе структурно-формационного анализа с использованием комплексных геофизических и петрогеохимических данных, выявлены многочисленные разнотипные рифтогенные структуры. На территории СССР В.Н.Москалева и К.А.Марков [23] выделяют пять типов, связанных с рифтами структурно-формационных и металлогенических зон: молласоидной (уголь), мафитовый (медь – Охотско-Чукотский вулканогенный комплекс) щелочно-мафитовый (флюорит – Байкальская зона), ультрамафитово-мафитовый (медь, никель – Мончегорская и Печенгская зоны) и фойдитовый (железо, апатит, флогопит, ниобий, цирконий, алюминий – Ковдорская и Хибинская, Алданская зоны).

Структурно-формационные зоны, развитые по платформенным палеорифтам типа авлакогенов, согласно Ю.Г.Старицкому и А.А.Удаловой [23] подразделяются на три типа: вулканогенный, молласоидный терригенный и эвапоритовый (галогенный). К первому и третьему типам относятся Припятско-Донецкий (Восточно-Европейская платформа) и Патомско-Вилуйский авлакогены (Сибирская платформа), ко второму – Пачелмский и Среднерусский авлакогены (Восточно-Европейская платформа).

Структурно-формационные зоны спрединговых окраинных морей, коллизионных зон, глубоководных желобов и трансформных разломов сформировались в зонах перехода от океана к континенту и характеризуются разнообразием слагающих их геологических формаций. Особенностью этих структурно-формационных зон являются различные сочетания в них молассовых, желобово-турбидитных, флишевых, олистостромовых, карбонатных и карбонатно-терригенных, кремнистых и угленосных параллических формаций с нормальными и субщелочными базальтовыми и базальто-андезитовыми формациями, а также с офиолитовым, габбро и габбро-гранодиоритовым комплексами. Их характеристика и рудоносность приведены в 1 части.

Структурное положение этих зон обусловлено динамикой литосферных плит, проявленной аккреционными процессами на их дивергентных границах и деструкцией (коллизией) конвергентных краев плит.

Г.С.Гусев и другие исследователи [6] рассматривают глубоководный желоб вместе с невулканической дугой (аккреционной призмой), преддуговой (междуговой) прогиб, вулканическую островную дугу, задуговой глубоководный бассейн (спрединговое окраинное море), континентальный склон и шельф окраинного моря – в качестве субдукционной островодужной системы. Часть перечисленных геоструктур уже рассмотрена нами в составе структурно-формационных зон окраин континентов и энсиматических и энсиалических островных дуг. Здесь отметим лишь смежные с вулканической дугой элементы этой системы.

Для глубоководных желобов типоморфными являются турбидитовые (флишевые) формации с тонкослоистыми текстурами. Для аккреционных призм характерны покровно-чешуйчатые и горсто-грабенные структуры. Метаморфизм проявлен развитием глаукофановых и зеленых сланцев. С указанными структурно-формационными комплексами связаны месторождения джаспироидного типа сурьмы (Кадамжай) и ртути (Хайдарканское), а также листовитового типа ртутные месторождения (Тамватнейское, Чонкой и др.). В слабо литифицированных толщах известны месторождения углеводородов.

В преддуговом прогибе сформировались вулканогенно-терригенные, терригенно-карбонатные, карбонатные, туфито-кремнистые и олистостромовые толщи мощностью до 5–6 км. С ними могут ассоциировать месторождения нефти и газа.

В задуговом глубоководном бассейне на океанических вулканитах залегают терригенные, кремнисто-терригенные и вулканогенно-осадочные толщи с равнослоистыми, турбидитовыми и обвальными оползневными текстурами. Базальтовые лавы, близкие по составу к островодужным и океаническим, имеют подушечную и канатную отдельность. Г.С.Гусев и

соавторы [5] прогнозируют месторождения массивных сульфидных руд кипрского типа (Cu-Pb-Zn), а также вулканогенно-осадочные шеелитовые месторождения.

Контрольные вопросы для самопроверки

1. Какие причины обуславливают движение литосферных плит?
2. Что такое конвекция?
3. Перечислите границы литосферных плит.
4. Назовите основные типы структурных элементов земной коры, развитые на континенте, в зоне перехода и океане.
5. Какие вы знаете методы геодинамической реконструкции главнейших типов структур земной коры?
6. Что представляет собой структурно-формационная зона?
7. Как выделяют структурно-формационные зоны:
 - на континентах;
 - в зоне перехода?
8. Как проводится структурно-формационное районирование?
9. Какими формациями и комплексами сложены структурно-формационные зоны на континентах:
 - щитов и кристаллических массивов;
 - чехла платформ;
 - орогенов и областей активизации;
 - тектонически пассивных окраин континентов;
 - орогенов активных окраин континентов;
 - континентальных рифтов и авлакогенов?
10. Какими формациями и комплексами сложены структурно-формационные зоны в переходной зоне:
 - энсиматических островных дуг;
 - энсиалических островных дуг и микроконтинентов;
 - спрединговых окраинных морей, коллизионных зон, глубоководных желобов и трансформных разломов.

Глава 2. Методика составления структурно-формационных и геодинамических карт

Основные принципы и методика составления структурно-формационных карт разработаны во ВСЕГЕИ. Этому предшествовало издание государственных геологических карт, тектонических карт и карт геологических формаций территории СССР.

Структурно-формационные карты составляют с различной детальностью, обусловленной их масштабом. Масштабы структурно-формационных карт принимаются обычно в соответствии с масштабами исходных для них геологических, формационных, тектонических и других карт. Не следует забывать, что структурно-формационные карты, являясь их производными, сами в свою очередь используются для построения карт полезных ископаемых (в том числе металлогенических-минерагенических) и прогнозных карт. Поэтому структурно-формационные зоны могут являться лишь элементами нагрузки на этих картах, не определяя их название. Больше того, общность признаков, определяющих структурно-формационную и металлогеническую (минерагеническую) зоны, позволяют рассматривать их в качестве единой структурно-металлогенической или структурно-минерагенической зоны, в пределах которой может быть выделено несколько металлогенических зон.

Таким образом, при выборе масштаба структурно-формационной карты необходимо также учитывать детальность предусматриваемых на её основе металлогенических и прогнозных карт.

По аналогии с масштабной группировкой общегеологических и металлогенических карт выделяются мелкие (1:1000000 и мельче), средние (1:500000 – 1:100000) и крупномасштабные (1:50000 – 1:25000) структурно-формационные карты.

В восьмидесятих годах ВСЕГЕИ выпустил в свет серию металлогенических карт в масштабе 1:1500000 по отдельным регионам СССР, на которых приведено их структурно-формационное и металлогеническое районирование. Такие карты и мелче, играя роль обзорных по отношению к крупномасштабным картам, помогают выявить геолого-структурные и другие особенности отдельных регионов страны, определяющие закономерности размещения в них полезных ископаемых. Их составляют на основе государственных среднемасштабных геологических, структурно-формационных, геолого-геофизических, геохимических карт и карт полезных ископаемых. На этих картах осуществляется геотектоническое и структурно-формационное районирование с выделением структурных этажей и ярусов, разломов и кольцевых структур, рядов и семейств геологических формаций, интрузивных и метасоматических комплексов.

Последующее выделение на таких картах рудоносных территорий придает им структурно-металлогенический профиль. Кроме того, составляются карты нефтегазоносности, угленосности и неметаллических полезных ископаемых. Структурно-формационные, металлогенические и другие карты полезных ископаемых используются при составлении карт прогноза.

На средне- и крупномасштабных картах выделяются не только структурно-формационные и металлогенические зоны, структурные этажи и ярусы, но и соответствующие им подзоны, подэтажи и подъярусы. На эти карты выносятся локальные складчатые и разрывные структуры, комплексы и типы формаций, а также их подформационные виды. Очевидно, что для этого требуется привлечение подобных, но более детальных материалов, чем при составлении мелкомасштабных карт. Кроме того, используются дополнительные материалы, например ландшафтные карты.

Большое значение в методике построения карт имеет латеральный структурно-формационный анализ с учетом геодинамических обстановок. Г.С.Гусев и др. [5] геодинамическую обстановку понимают как совокупность глубинных и поверхностных геологических процессов, обусловленных

особенностями движения и взаимодействия литосферных плит. Согласно Ю. Г. Гатинскому, суть анализа сводится к выделению в разрезах подвижных поясов структурно-формационных комплексов с последующей индификацией их петрохимических рядов магматизма, фаций и зональности метаморфизма и геохимических систем с таковыми современных структурно-формационных комплексов.

Петрохимические ряды и семейства магматических пород служат критериями реконструкции геодинамических обстановок. Например, орогенный режим в коллизионных зонах фиксируется мафито-салитовым и салитовым (породным) комплексом формаций щелочно-земельного ряда и их интрузивными комагматами; с рифтогенным режимом ассоциируют субщелочной и щелочной ряды формаций; океанический режим определяется развитием базальтового магматизма (толеитов) с низким содержанием калия.

Изучение фаций и зональности метаморфизма, или зональных метаморфических комплексов, охарактеризованных в 1 части, помогает осуществить геодинамические палеореконструкции на глобальном и региональном уровнях в докембрии и раннем фанерозое, а также на локальном уровне в более позднее время. При этом зональные метаморфические комплексы, выраженные изоградами, могут пространственно (на картах и разрезах) коррелировать с геодинамическими структурами.

Для сопоставления структурно-формационных комплексов по геохимическим особенностям необходимо выявить их стратиграфо-геохимическую корреляцию. При этом вычисляются разных порядков коэффициенты корреляции связи между элементами в каждом изучаемом разрезе той или иной свиты. Такой метод позволяет надежно идентифицировать однотипные дивергентные структуры, сложенные магматическими формациями.

Таким образом, для более полного учета геодинамических обстановок становится очевидным необходимость составления геодинамических карт наряду со структурно-формационными картами. По определению Г.С.Гусева и др. [5], геодинамическая карта отражает, современное распределение

ассоциаций структурно-вещественных комплексов и отдельных геологических тел с указанием их вещественного состава, кинематики и возраста структурных форм.

Цветовая раскраска карт используется для плейт-тектонического районирования и выделения нестратифицированных вещественных комплексов. Стратифицированные образования в виде стратиграфо-литологических комплексов или формаций наносятся крапом с указанием с помощью индексов возраста и состава.

Геодинамические реконструкции осуществляются на принципе актуализма с учетом петрологических, геофизических, геохимических и других данных. Принцип актуализма достаточно уверенно используется для корреляции современных геодинамических обстановок с фанерозойскими и позднедокембрийскими. Методика и достоверность опознавания их аналогов базируется, прежде всего, на знании плейт-тектонических моделей.

Наиболее адекватны этим моделям мелко- и в меньшей степени среднемасштабные геодинамические реконструкции и составленные на их основе геодинамические схемы. Привлечение комплексной геофизической и геолого-геохимической информации позволяет перевести такие схемы в разряд геодинамических карт, используемых при крупномасштабных геолого-съёмочных работах.

Крупномасштабные геодинамические реконструкции позволяют оценить условия рудогенеза, влияющие на размещение полезных ископаемых. Они осуществляются в пределах определенной геодинамической обстановки и служат для локального прогнозирования месторождений полезных ископаемых.

Теоретические основы, анализ и синтез данных при геодинамических реконструкциях изложены в методических рекомендациях [5].

Исходными для анализа данными при геодинамических реконструкциях являются геологические формации и нестратифицированные вещественные комплексы, сложенные ими структурно-формационные зоны, а также отдельные структурные элементы, петрохимическая и геохимическая ха-

рактические структурно-формационных комплексов, геофизические параметры, в том числе палеомагнитные полосовые аномалии. Важную роль играют данные дистанционных исследований, в особенности результаты дешифрирования космических снимков.

Палеогеодинамические реконструкции позволяют восстановить строение геодинамических систем в разных возрастных интервалах. На рис. 1.3 приведено предполагаемое строение Тимано-Протоазиатского орогена к концу кембрия.

Синтезом геодинамических реконструкций служат критерии и признаки распознавания палеогеодинамических обстановок и их геотектонические элементы: океаны, глубоководные желоба, островные дуги, депрессии, и бассейны окраин континентов, активные и пассивные окраины континентов, террейны, континентальные коллизионные зоны, горячие точки и рифтовые зоны.

При палеорекострукции океана по прямым или косвенным признакам изучают стадии, предшествующие его раскрытию (стадия материкового рифта), затем стадии последовательно молодого и зрелого океана и его закрытия. Признаками раскрытия океана являются межконтинентальные рифты и пассивные краевые части расходящихся континентальных масс. Как известно, закрытие океана сопровождается субдукцией по зонам Беньофа океанической коры под континентальную, а точнее, под окраины континентов или островные дуги.

Реконструкция палеозон Беньофа осуществляется по комплексу типоморфных формаций надсубдукционных вулканических дуг, погребенных глубоководных желобов, задуговых, преддуговых и междуговых окраинных морей. Основным признаком типоморфности формаций служит их петрохимический состав, в особенности наличие магматитов типа океанических толеитов.

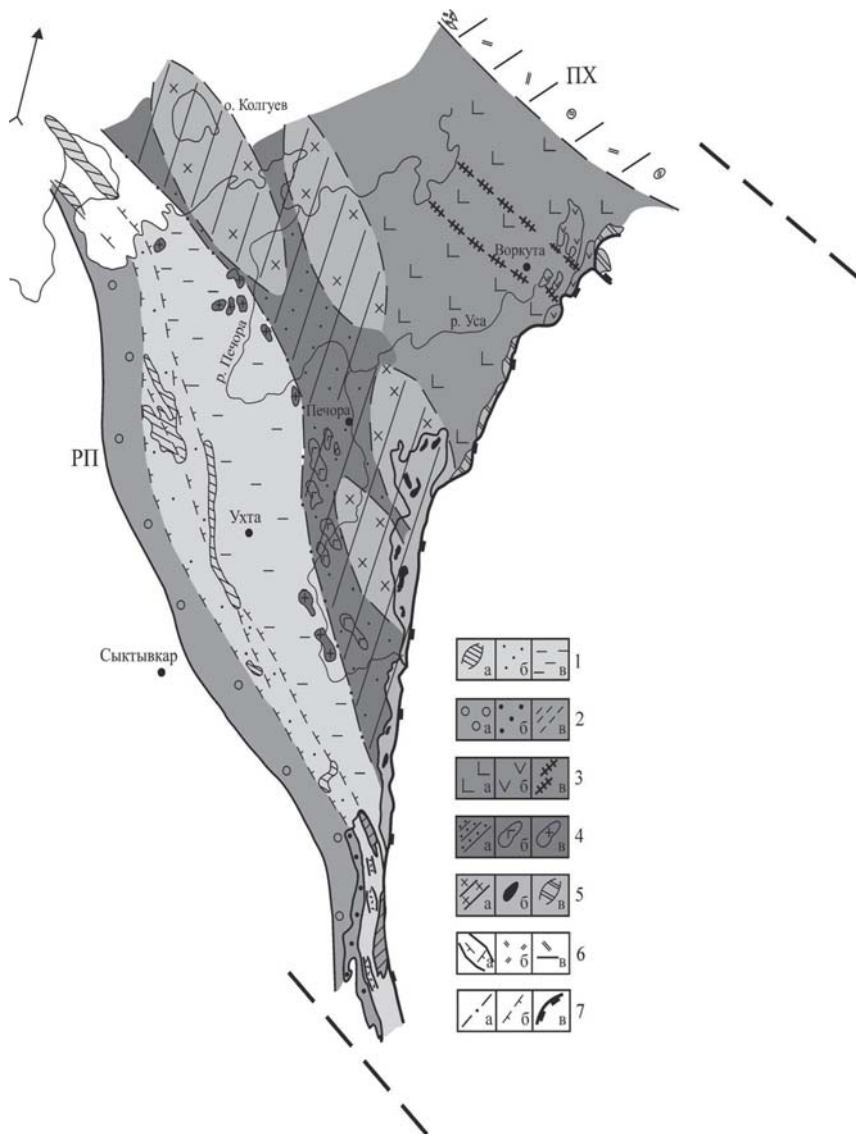


Рис. 1.3. Палеотектоно-геодинамическая схема Тимано-Протоазиатского орогена со снятым палеозоем (по В.М.Нечухину, В.А.Душину, Е.Н.Волчек, 2012):

1 – пассивная протоокраина и ее осадочные отложения поднятий Тиманского кряжа (а) и зон песчано-терригенных (б) и сланцево-кремнистых отложений (в); 2 – краевой прогиб

и зоны выполняющих его отложений терригенной молассы под палеозойскими образованиями (а) и молассы (б) и базальт-кремнисто-сланцевых отложений (в) на поднятиях; 3 – область ультрабазит-базитовых комплексов океанического протобассейна (а) и зоны их выходов в структурах поднятий (б) и в древних сутурах (в); 4 – главная шовная зона и локализованные в ней базальт-кремнисто-сланцевые комплексы (а), интрузии габброидов (б) и гранитоидов (в); 5 – террейны континентальной протокрыши (а) и вулкано-интрузивные ареалы межтеррейновой коллизии (б), прототеррейны эклогит-амфиболитового и гранулит-амфиболитового составов (в); 6 – вулканогенные и вулканогенно-интрузивные комплексы рифтогенных грабенов (а) и активной континентальной окраины на выступах (б) и под палеозойскими осадочными отложениями (в); 7 – шовная зона сочленения области межтеррейновой аккреции и океанического протобассейна (а), синколлизивно-аккреционные надвиги на пассивной протоокраине (б), палеозойский Трансуральский коллизионный шов (в).

Репером палеоокеана служит офиолитовая формация, выполняющая сутуру, или шовную зону. В аллохтонном залегании офиолитовая формация слагает шарьяжные пластины, меланжевые зоны и олистостромы, фиксирующие коллизионные обстановки, характерные для островодужных структур и активных окраин континентов.

При палеорекострукции островных дуг определяющими признаками служат: типоморфные вулканы салитово-мафитового комплекса известково-щелочного ряда, ассоциации офиолитов и флиша (для внутренних дуг), карбонатных формаций и флиша (для внешних дуг невулканического происхождения). При этом не исключается возможность присутствия островодужных толеитов.

Сочетание офиолитов и флиша может являться признаком как преддугового моря, так и задугового окраинного бассейна, а карбонатные формации и флиш помогают установить внешние дуги и шельфовые зоны пассивных континентальных окраин. Такие структурно-формационные комплексы реконструируются на основе геодинамической палинспастики в Урало-Тяньшаньской складчатой области. В ее разрезах выявлены пакеты чешуйчато-надвиговых пластин и тектоническая расслоенность осадочных покровов.

В.В.Юдин на основе формационного анализа составил для Урала актуалистическую модель эволюции, согласно которой, начиная с живета, в

западной части палеоокеана начали формироваться зона субдукции, островная дуга и глубоководное окраинное море. В позднем карбоне в зону поддвига вовлекалась континентальная кора, образовавшая вместе с окраинным морем краевой прогиб, а островная дуга трансформировалась в коллизионный ороген. В пермо-триасе складчатость захватила континентальную кору, блокировавшую зону поддвига.

При построении геодинамических моделей земной коры необходимо учитывать результаты научного бурения, которые пока не подтверждают глубинных моделей континентальной земной коры, основанных на изучении поверхности. Так, по данным В.И.Казанского, Кольская и Саатлинская сверхглубокие скважины, прежде всего, опровергли представление о разделении континентальной земной коры на «гранитный» и «базальтовый» слои. Кольская скважина вскрыла метаморфические формации, эдуктом которых является осадочно-вулканогенный комплекс, возникший при рифтогенезе континентальной коры и сформировавший систему чешуйчатонадвиговых структур. Саатлинской скважиной в центральной части Куринской впадины установлен антидромный вулканогенный комплекс островодужного типа.

При составлении геодинамических карт необходимо учитывать геодинамическую активность литосферы Земли, отражающую распределение энергетических затрат на процессы магматизма, формирование и преобразование зонально-блоковых структур. Н.А. Логачев предлагает в качестве её обобщенной характеристики использовать интегральный показатель по пятибалльной системе, учитывающий размах вертикальных (A_v , км) и горизонтальных (A_h , км) неотектонических движений, максимальные магнитуды землетрясений (M_m), плотность теплового потока (g , br , m^2) и толщину континентальной литосферы (L , км).

Числовая оценка баллов находится в прямой зависимости от величины A_v , A_h , M_m и g и обратной от L . Они составляют соответственно для одного

балла и пяти баллов: $A_v < 0,5$ и > 5 км, $A_h < 5$ и > 50 км, $M_m < 5.7$ и > 7.3 , $g < 30$ и > 90 мВт/м², $L > 170$ и < 70 км.

Для ряда регионов Азии с различными условиями геодинамического развития и тектонической напряженностью отмечаются близкие значения интегрального показателя, свидетельствующие об эквивалентных энергетических затратах.

Районирование литосферы по энергетическим затратам и формы реализации энергии тектонических процессов отражаются на геодинамических картах.

Контрольные вопросы для самопроверки

1. Для чего используются структурно-формационная и геодинамическая карты? В каких масштабах они создаются?
2. Что отображается на структурно-формационных картах?
3. Что служит критериями реконструкции геодинамических обстановок?
4. По каким признакам осуществляется палеореконструкция:
 - зон Беньофа;
 - океана;
 - островных дуг;
 - преддугового моря;
 - шельфовых зон пассивных континентальных окраин.

Глава 3. Систематика рудных формаций и комплексов

3.1. Рудообразующие процессы в геологических формациях и нестратифицированных комплексах. Генетические типы связанных с ними месторождений полезных ископаемых

Рудообразующие процессы, как известно, являются объектом исследования учения о полезных ископаемых. Однако для освоения основ формационного анализа с целью прогнозирования полезных ископаемых возникает необходимость установить характер их связи с геологическими формациями и нестратифицированными комплексами. В общем виде характер такой связи приведен в табл. 1. Эта связь проявляется через рудообразующие процессы, структурно-тектонические условия и эволюцию геодинамических обстановок, приводящих к формированию месторождений определенных генетических типов.

Представления о рудообразующих процессах будут полнее, если удастся выяснить источники и способы мобилизации полезных компонентов, формы и пути их переноса, причины и области их накопления. Эти факторы обусловлены изменением физико-химических условий на всем пути миграции рудообразующих компонентов (прежде всего давления и температуры) и особенностями энергетических источников, приведенными в предыдущих разделах.

Поскольку изучение рудообразующих процессов не является самоцелью, то в работе не дается их группировка. Геологические формации и нестратифицированные комплексы представлены в табл. 1.1 лишь группами в связи с рудообразующими процессами и генетическими типами месторождений. На последующих более низких уровнях они приводятся в других разделах уже в связи с рудными формациями и рудными комплексами.

Связь с геологическими формациями и нестратифицированными комплексами рудообразующих процессов и генетических типов месторождений полезных ископаемых

Геологические формации и нестратифицированные комплексы	Рудообразующие процессы	Генетические типы месторождений	
		Класс	Подкласс
Интрузивные и субвулканические комплексы	Ликвационная дифференциация Эксплозии кимберлитовой и лампроитовой магм Кристаллизационная дифференциация	Магматический	Ликвационный Эксплозивный Кристаллизационный
	Кристаллизация осадочного магматического расплава Перекристаллизация простых пегматитов	Пегматитовый	Простых (альбит-микроклиновых) Перекристаллизованных (кварц-слодоносных) пегматитов
	Насыщение и разгрузка гидротермальных минерализованных растворов	Гидротермальный	Плутоногенный Субвулканический
Метасоматические комплексы	Метасоматоз перекристаллизованных пегматитов	Пегматитовый	Метасоматически замещенных пегматитов
	Последовательное формирование ультрамафитовых щелочных пород и карбонатитов; калиево-натриевый и железомagneзиальный метасоматоз и десиликация (фенитизация)	Карбонатитовый	
	Автометасоматоз Контактный метасоматоз: кальциевый алюмосиликатный, магнийевый алюмосиликатный	Скарновый	Силикатных скарнов Известковых скарнов Магнезиальных скарнов
	Натриевый метасоматоз Калиевый метасоматоз	Альбит-грейзеновый	Альбититовый Грейзеновый
Осадочные формации	Сингенетическое и эпигенетическое рудообразование в осадочных толщах	Стратиформный	Гидротермально-осадочный

Продолжение таблицы 1

Геологические формации и нестратифицированные комплексы	Рудообразующие процессы	Генетические типы месторождений	
		Класс	Подкласс
	Физическое выветривание Приповерхностное разрушение продуктивных тел, гравитационное смещение материала. Речная эрозия, перенос и накопление твердого стока. Механическая дифференциация обломочного материала в прибрежно-морской полосе. Перенос и отложение морей. Перемещение песков ветром	Осадочный	Обломочный (механических осадков) и россыпей: элювиально-делювиальный аллювиальный литоральный ледниковый эоловый
Галогенная	Кристаллизация солей из насыщенных растворов, развитие соленой тектоники	Осадочный (хемогенный)	Производных: истинных растворов; коллоидных осадков Глубоководных железомарганцевых конкреций
Терригенная, карбонатно-терригенная, карбонатная и кремнистая подгруппы	Осаждение тонкодисперсной взвеси из коллоидов Образование металлоносных конкреций и рудных корок на дне океанов		
Карбонатная, карбонатно-терригенная, кремнистая, угленосная	Осадконакопление и преобразования органической массы	Осадочный (био-генный)	Биогенный
Вулканогенно-осадочная	Вулканогенный и экзогенный источники рудных веществ, энергии их миграции и концентрации	Вулканогенноосадочный	Вулканогенно-осадочный
Вулканогенная	Химическое насыщение циркулирующих гидротермальных растворов и осаждение из них минеральных веществ в приповерхностных условиях	Гидротермальный	Вулканогенно-гидротермальный
Метаморфическая	Синхронный метаморфизм руд и вмещающих пород	Метаморфогенный	Метаморфизованный
	Метаморфизм с первичным рудообразованием		Метаморфический
Выветривания	Химическое и физическое выветривание	Выветривания	Остаточный
	Выщелачивание и перекристаллизация грунтовыми водами рудообразующих компонентов		Инфильтрационный

Геологические формации по характеру связи с полезными ископаемыми подразделяются на рудовмещающие и рудоносные. Рудовмещающие формации, являясь литологически благоприятными для рудообразования, служили только накопителями полезных компонентов и обнаруживают поэтому лишь пространственную эпигенетическую связь с образовавшимися в них полезными ископаемыми. В то время как рудоносные формации сами, обладая повышенными содержаниями полезных компонентов, полностью или частично служили их источником сингенетического или эпигенетического концентрированного накопления. Источники энергии рудообразования в тех и других формациях могли быть экзогенными или эндогенными, проявляясь в отдельности или вместе.

Согласно А.И. Кривцову [11], с учетом источников вещества, энергии рудообразования и транспортирующих агентов для продуктов рудогенеза, локализованных в рудовмещающих или рудоносных формациях, выделяются соответственно рудогенерирующие и рудообразующие формации.

Полезные ископаемые нестратифицированных комплексов сформировались в эндогенных условиях и могут быть связаны между собой генетически или парагенетически. При генетической связи можно говорить о комплексах как рудоносных, а при парагенетической – как рудовмещающих.

3.2. Понятие о рудных формациях и рудных комплексах.

Критерии их выделения

В предыдущих главах авторы сознательно избегали пользоваться понятиями «рудная формация» и «рудный комплекс», ограничиваясь терминами широкого пользования: «полезные ископаемые», их проявления и месторождения.

Ввести в работу различно объясняемые многими исследователями понятия «рудная формация» и «рудный комплекс», так или иначе необходимо, если учесть, что прикладной ее задачей является прогноз полезных ископаемых

вообще и в лучшем варианте – месторождений определенных рудных формаций и рудных комплексов.

Впервые понятие «рудная формация» как парагенетически устойчивая минеральная ассоциация введено в русскую геологическую литературу Ф.Ю. Левинсон-Лессингом (1911). Рудная формация как ассоциация однотипных месторождений, формирующихся в сходных условиях, нашла отражение в публикациях М.А. Усова, С.С. Смирнова, Е.Т. Шаталова и других авторов.

По мере изучения рудных формаций многочисленными исследователями предлагались различные критерии их выделения и систематики: минеральные парагенетические и поэлементные ассоциации в рудах, физико-химические условия рудогенеза, состав рудовмещающих или рудоносных формаций, структурно-морфологические особенности оруденения и другие факторы. Согласно В.С. Кормилицину [25], эти критерии рассматривают с двух подходов: историко-геологического и структурно-вещественного.

Историко-геологический подход и выделение рудных формаций использовали С.С. Смирнов, Ю.А. Кузнецов, Г.А. Тварчралидзе, В.С. Кормилицин, П.А. Страна и другие. Прототипом рудных формаций являются: по С.С. Смирнову – типовые рудные серии или группы месторождений в определенных тектономагматических комплексах; по Ю.А. Билибину – типовые парные ассоциации сопряженных интрузивных и рудных комплексов.

Соотношение геологических формаций с полезными ископаемыми в историко-геологическом аспекте их формирования стало главным критерием выделения рудных формаций для многих исследователей. В.С. Кормилицин [25] этот критерий называет принципом соответствия геологических и рудных формаций.

Сторонники этого подхода предлагают по аналогии с геологическими формациями различать конкретную и абстрактную формации. Для конкретной формации известны определенные место (регион) и время (этап, стадия)

формирования. Абстрактные (мировые) рудные формации представляют собой обобщенные модели конкретных формаций, рассматриваемые в качестве формационных типов. Их выделяют по многочисленным однотипным конкретным формациям.

В отличие от конкретных формаций, для которых характерна конвергентность типоморфных формационных признаков, в том числе геотектонических, абстрактные формации, за некоторым исключением, лишены конвергентности и могут служить индикатором геодинамических процессов.

Структурно-вещественный подход к выделению групп месторождений и образуемых ими рудных формаций, основанный на изучении их вещественного состава как главного критерия, нашел отражение в работах Р. Бэка, Р.М. Константинова, В.А. Кузнецова, Д.В. Рундквиста, Д.И. Горжевского, В.Н. Козеренко, А.А. Оболенского, Э.Г. Дистанова, А.И. Кривцова, А.Д. Щеглова и других.

Вещественный состав групп месторождений характеризуется устойчивым парагенезисом рудогенных и петрогенных элементов и минералов, определяющих их минеральный тип и соответственно рудную формацию.

Другими важными критериями служат состав сопряженных геологических формаций и промышленная значимость месторождений. Кроме того, учитываются морфология рудных залежей (тел), особенности рудной зональности, интенсивность и характер околорудных изменений и другие факторы.

При этом подходе рудные формации представляют группы однотипных по минеральным рудопродуктивным парагенезисам месторождений, залегающих в сходных геологических условиях. В зависимости от уровня прогнозно-металлогенических исследований изменяется роль тех или других рудоформационных факторов при выделении и систематике рудных формаций и комплексов. Это обуславливает необходимость введения понятия о формационных типах, или видах рудных формаций на региональном уровне исследований. Такое понятие может отождествляться с понятием конкретная

формация, а по отношению к абстрактным формациям формационные типы являются их видами. Примером могут служить формационные типы полиметаллических (Cu – Pb – Zn) колчеданных месторождений: уральский, кипрский, алтайский, куроко.

Формационные типы, подобно конкретным формациям, характеризуются конвергентностью. Она проявляется, в частности, ассоциацией отдельных рудных формаций и формационных типов с различными геологическими формациями. Так, например, на Камчатке проявление каждой рудной формации (золото-серебряной, медно-пропилитовой, опалит-киноварной и колчеданно-полиметаллической) связаны с двумя-четырьмя геологическими формациями [4]. В то же время с каждой геологической формацией ассоциируют от одной до четырех рудных формаций (табл. 2). Полиформационность в отношении рудоносности характерна в особенности для нестратифицированных метасоматических комплексов.

Таблица 2

Соотношение геологических и рудных формаций Камчатки

Рудоносные магматические комплексы и геологические формации	Рудные формации					
	Сульфидная медно-никелевая	Золото-халцедо-новокварцевая	Медно-пропилитовая	Пропилит-киноварная (опалитовая)	Лиственит-киноварная	Колчеданно-полиметаллическая
Нижнемеловой (?) гранит-лейкогранитовый в поле протерозой-палеозойской амфиболит-гнейсовой формации		Au* (Mo)				

Рудоносные магматические комплексы и геологические формации	Рудные формации					
	Сульфидная медно-никелевая	Золото-халцедо-новокварцевая	Медно-пропилитовая	Пропилит-киноварная (опалитовая)	Лиственит-киноварная	Колчеданно-полиметаллическая
Верхнемеловой-палеогеновый габбро-плагиигранитный в поле верхнемеловой базальт-туфокремнистой фор.	Cu-Ni (Co)					
Мел-палеогеновый базит-ультрабазитовый в поле верхнемеловой базальт-туфокремнистой формации	Cu-Ni (Co)	Au (Ag)	Cu		Hg	
Миоценовый габбро-гранодиоритовый в поле верхнемеловой вулcano-кремнистой формации			Cu	Hg		
Мел-палеогеновый субщелочной габброидный в поле верхнемеловой трахибазальтовой формации			Cu			
Неоген-плиоценовый гранодиорит-порфиновый в поле олигоцен-миоценовой андезит-липаритовой формации		Au (Ag)	Cu	Hg		Cu-Pb-Zn

* - Основные полезные компоненты; в скобках – попутные

Таким образом, с учетом историко-геологического и структурно-вещественного подходов мы пришли к пониманию рудных формаций и рудных

комплексов в контексте представлений о геологических формациях и нестратифицированных комплексах, изложенных во второй части книги. Анализ критериев и принципов выделения рудных формаций при том и другом подходах убеждает в целесообразности дифференцированного подхода к рассмотрению сопряженных с геологическими формациями рудных формаций, а с нестратифицированными комплексами – рудных комплексов.

Дифференцированный подход согласуется с нашими представлениями о рудообразующих процессах, протекавших в геологических формациях и нестратифицированных комплексах и приведших к образованию месторождений соответственно рудных формаций и рудных комплексов.

В этой связи рассматриваются понятия рудной формации и рудного комплекса. Рудная формация объединяет близкие по происхождению и минеральному составу экономически значимые рудообразования в рудовмещающих или рудоносных геологических формациях.

Рудный комплекс включает парагенетические ассоциации в нестратифицированных комплексах основных и сопутствующих полезных компонентов (в минеральной или элементной форме) при соотношении их промышленной ценности от паритета до минимума, обеспечивающего техническую возможность и экономическую целесообразность их извлечения. Такие рудные комплексы в избирательной связи с рудоносными интрузивными и субвулканическими комплексами, с геоструктурами и этапами приведены в части 1.

В тех случаях, когда рудообразования типа рудных комплексов не обнаруживают пространственной связи с интрузивными и субвулканическими комплексами и локализируются в геологических формациях, происходит их конвергентность с рудными формациями. Конвергентность рудных формаций и рудных комплексов служит дополнительным поисковым критерием прогнозирования и поисков различного эндогенного оруденения.

3.3. Главнейшие нестратифицированные рудоносные комплексы и структурно-морфологические типы их месторождений

Нестратифицированные рудоносные комплексы подразделяются на две группы: интрузивные и субвулканические комплексы и метасоматические комплексы.

Рудоносность интрузивных и субвулканических комплексов определяется развитием в них магматических (ликвационных, эксплозивных и кристаллизационных), пегматитовых (простых и перекристаллизованных) и гидротермальных (плутоногенных и субвулканических) месторождений рудных комплексов.

Собственно магматические рудные комплексы генетически связаны с интрузивными комплексами ультраосновного, мафитового, щелочно-габброидного и щелочно-гранитоидного семейств.

Ликвационные рудные комплексы ассоциируют с габбро-норитовым (Cu – Ni – Co – Pt), пироксенит-перидотитовым (Cu – Ni) и габбро-диорит-гранодиоритовым (Cu – Co – Ni) комплексами. Для месторождений этих комплексов характерны природные залежи в расслоенных интрузивах, пласто-, линзо- и жилообразные рудные тела.

Эксплозивные рудные комплексы представлены кимберлитовым (алмазоносным с пиропом) и лампроитовым (алмазоносным) комплексами в трубках взрыва.

Кристаллизационные рудные комплексы связаны с габбро-пироксенитовым (Fe – Ti), габбро-анортозит-пироксенитовым (Cr – Pt, Fe – Ti, Pt, V), нефелин-сиенитовым (P – Al), пироксен-перидотитовым (Cr – Pt), габбро-диабазовым (Fe – Ti – P), дунит-клинопироксенит-габбровым (Cr – Pt, Cu – Ti – V, Fe – Ti), гипербазитовым (Cr – Pt, Fe – Ti, Cu – Co – Ni) и дунит-перидотитовым (Cr – Pt) комплексами.

Рудные комплексы простых (альбит-микроклиновых) и перекристаллизованных (кварц-мусковитых) пегматитов генетически связаны

соответственно с гранит-щелочно-гранитовым и аплит-пегматитовым комплексами. Они формируют пегматитовые поля внутри и околоинтрузивных зон тектонических дислокаций. Для них характерны жилы (сетчатые, согласные, седловидные, продольно- и поперечносекущие и камерные), линзы и межбуждинные тела.

Гидротермальные плутоногенные рудные комплексы парагенетически сопряжены с центрально-интрузивным гранитоидным (Cu, Sn – W, Mo, Mo – W), гранит-лампрофировым, кварц-диорит-порфировым и гранит-порфировым (Mo – Cu, W – Sn, Cu – Bi, Zn – Cu – Sn, Au – Ag) и габбро-диорит-плагиогранитовым (Cu, Cu – Zn – Pb, Au – Ag, Hg) комплексами. Месторождения этих комплексов могут быть внутри-, около- или надинтрузивными. Внутринтрузивные месторождения приурочены к системам трещин; около- и надинтрузивные месторождения локализуются в системах трещин и складок и характеризуются конвергентностью с месторождениями рудных формаций. Такие структуры обусловили образование секущих и согласных жил, зон прожилкования и брекчирования и штокверкового оруденения.

Гидротермальные субвулканические рудные комплексы ассоциируют с липаритовым (Au – Ag, Ag – Sn, Pb, Zn – Cu, Cu) и гранитоидным порфировым (Cu – Pb – Zn, Cu – Mo, Au – Ag, Hg, W – Sb) комплексами. Месторождения этих комплексов локализуются в вулканогенных структурах (вулканокупольных и вулканодепресссионных), а также представлены зонами дробления и трещиноватости в субвулканических телах. Нестратифицированное субвулканическое оруденение формирует линзы, штоки, жилы, штокверковые зоны и рудные столбы.

Рудоносность метасоматических комплексов проявлена метасоматическими пегматитами, скарновыми, карбонатитовыми и альбит-грейзеновыми месторождениями, а также гидротермалитами (лиственитами, серпентинитами, уралитами, березитами и апогранитами) (см. часть 1, табл. 14).

Метасоматически замещенные (редкометалльные) пегматиты ассоциируют с аплит-пегматитовыми комплексами протоплатформ, щитов и кристаллических массивов (Ta – L – Cs, Be – мусковит, W, Mo, Sn) и межконтинентальных коллизионных зон (Li – Rb – Cs), а также с гранит-щелочно-гранитовым (Ta – W – Sn, Li, Nb – Ta – TR) комплексом зон активизации. Типы структур и морфология аналогичны простым и перекристаллизованным пегматитам. Для внутреннего строения редкометалльных пегматитов характерно зональное строение, обусловленное последовательностью проявления калиевого и натрового метасоматоза перекристаллизованных пегматитов.

Скарновые рудные комплексы образуют месторождения силикатных (шеелитовых с Mo и Cu), известковых (W, Mo – W с Cu, Zn – Po) и магниезальных (Fe с Co, B – Fe – апатит – флогопит, Au – Bi – Cu, хризотил-асбест) скарнов. Они ассоциируют с диоритовым и гранодиоритовым (Fe – Co, Cu – Fe), плагиогранит-сиенитовым (Fe – Co, W – Sn – Bi, Ag – Sn), гранодиоритовым, кварц-монцититовым и аляскитовым (W – Mo – Cu) комплексами орогенов континентальных окраин, а также с плагиогранит-сиенитовым (Fe – Co) комплексом межконтинентальных коллизионных зон. Месторождения локализуются в эндо- и экзоконтактных зонах скарновых метасоматитов, связанных с указанными интрузивными комплексами. Оруденение формирует пластообразные и трубообразные залежи, жильные зоны и линзы.

Карбонатитовые рудные комплексы (apatit – Fe – флогопит, Nb – Ta, CaF₂, TR, Th, P – Zn – Pb, Cu – P, Al), развитые на активизированных участках платформ, ассоциируют с многофазными дифференцированными интрузивами центрального типа, представленными карбонатитовыми и фельдшпатоидным габброидным комплексами щелочно-мафитового и щелочно-ультрамафитового семейств. Оруденение локализуется в полуконцентрических, зонально-концентрических и радиальных структурах, образуя дугообразные пластовые

залежи, согласные цилиндрические, конические трубчатые тела, радиальные жилы и линзы.

Альбитит-грейзеновые рудные комплексы образуют месторождения альбититов и грейзенов. Альбититовые рудные комплексы сопряжены с альбитит-нифелин-сиенитовым комплексом активизированных платформ (Nb – Ta – TR) и межконтинентальных коллизионных зон (Nb – Zr, U).

Грейзеновый рудный комплекс (Sn, W, Mo с Be, Bi и Li) связан с гранит-щелочно-гранитовым комплексом. Месторождения альбитит-грейзеновых комплексов приурочены к апикальным периферическим, реже к надапикальным зонам повышенной трещиноватости гипабиссальных интрузивов. Оруденение этих комплексов формирует пластообразные залежи, сложные жилы, зоны прожилкования, штоки и штокверки.

Гидротермалитовые метасоматические рудные комплексы отличаются от гидротермальных плутоногенных и субвулканических комплексов, образовавшихся в основном путем заполнения минеральным веществом пустот и трещин, преимущественным развитием рудных метасоматитов.

3.4. Главнейшие осадочные рудопродуктивные структурно-формационные комплексы

Рудопродуктивность геологических формаций осадочной группы определяется присутствием в них экзогенных или экзогенно-гидротермальных месторождений полезных ископаемых. Это одинаково относится как к рудовмещающим формациям с эпигенетическим оруденением, так и к рудоносным осадочным формациям с сингенетическим оруденением.

Сингенетические полезные минеральные образования, формируясь одновременно с осадочными формациями, наделены общими с ними структурно-фациальными особенностями локализации и размещения. К ним относятся россыпные, хемогенные, биогенные и остаточные месторождения полезных ископаемых. Эпигенетическое оруденение существенно проявляется

в инфильтрационных, вулканогенно-осадочных и гидротермально-осадочных месторождениях. В его формировании наряду с экзогенными факторами важную роль играют эндогенные источники энергии и тектонические деформации осадочных толщ.

Геохимическая специализация осадочных формаций и благоприятные для оруденения их геоморфологические и структурные типы являются важнейшими критериями их потенциальной рудоносности. Геоморфологические и структурные типы осадочных формаций, в которых может быть реализована их потенциальная рудоносность называются осадочными структурно-формационными комплексами. Рудопродуктивность таких комплексов определяется присутствием в них месторождений определенных рудных формаций или формационных типов.

Таким образом, осадочные и соответствующие им геологические и рудные формации рассматриваются во взаимосвязи с общими для них геоморфологическими и структурными типами. Вместе они образуют рудопродуктивные структурно-формационные комплексы (табл. 3).

Таблица 3

Главнейшие осадочные рудопродуктивные структурно-формационные комплексы

Рудопродуктивные структурно-формационные комплексы			Примеры месторождений
Рудовмещающие и рудоносные геологические формации	Геоморфологические и структурные типы	Рудные формации и формационные типы месторождений	
<u>Терригенная подгруппа</u>			
Кварцево-конгломератовая	Эрозионные: косовые, русловые, долинные, террасовые, дельтовые и литоральные	Ураноносные конгломераты	Эллион-Лейк (Канада)
		Золотоносные конгломераты	Витватерсранд (ЮАР)
Шлировая, аллювиальная, молассовая и молассоидная, кварцево-конгломератовая		<u>Россыпи</u>	
		Золотоносная	Бодайбинское
		Касситеритовая	Пырькайское
		Магнетитовая	Камчатка
		Титаномагнетитовая	Иршанское (Украина)
		Редкометаллическая	Сибирь

Рудопродуктивные структурно-формационные комплексы			Примеры месторождений	
Рудовмещающие и рудоносные геологические формации	Геоморфологические и структурные типы	Рудные формации и формационные типы месторождений		
		Платиноносная	Урал, Аляска	
		Алмазоносная	Виллойские	
		Янтарная	Прибалтика	
Песчано-глинистая	Конседиментационные брахискладки, мульды, поверхности несогласия, участки фациальной изменчивости	Манганит-пирролизитовая	Чиатурское Полуночное	
		Медистых песчаников	Приуралье	
Молассоидная	Купола	Fe-оолитовая	Аятское	
Глинисто-песчаная		Mn-конгломератовая	Джездинское	
Аспидная (черносланцевая) и флишевая	Складчатость сундучная, линейно-антиклинальная и пологая	Hg-кварц-диккитовый	Никитовское	
Флишевая (пестроцветная)		Cu-песчаников	Au-черносланцевая	Сухой лог
			Cu-мергелисто-сланцевая	Успенское
Пелитовая - морская	Континентальный шельф	Pb-Zn-Cu-филизчайский	Филизчайское	
		Pb-Zn-рассохинский	Рассохинское	
Глинистые (алевролитопелитовая)	Рифтовые зоны, океанические поднятия	Cu-песчаников	Джезказганское Удоканское	
		Бокситоносная глинистый	Тихвинское	
		Глубоководная железомарганцевая	Океаны	
<u>Карбонатная подгруппа</u>				
Рифовая доломитовая и рифоидная	Пластово-карстово-биогермная	Va-Pb-Zn-биогермный	Сардана	
		Бокситоносная-карбонатный	СУБР (Урал)	
	Своды, валы, брахискладчатые поднятия	Нефтеносная	Самотлор, Катиф (Саудовская Аравия)	
	Синклинали, моноклинали	Газоносная	Астраханское	
Известняково-доломитовая	Пластовый спредингово-шельфовый и миоэпигинальный	Pb-Zn-карбонатный	Учкулач	
		Pb-Zn-углеродисто-карбонатный	Миргалимсайское	
		Mn-карбонатный	Усинское	
		Hg-карбонатный	Сыман	
Доломитовая		Сидеритовая	Бакальское	
		Магнезитовая	Саткинское	

Рудопродуктивные структурно-формационные комплексы			Примеры месторождений
Рудовмещающие и рудоносные геологические формации	Геоморфологические и структурные типы	Рудные формации и формационные типы месторождений	
Терригенно-сульфатно-карбонатная	Лагунный	Мп-сульфатно-известняковый	Улутелякское
Кремнисто-карбонатная	Стратиформный (напластования) метаморфизованный	Мп-браунит-родохрозитовый	Атасуйская группа
		Фосфоритоносная-кремнисто-карбонатный	Катау
		Pb-Zn-дислокационный	Горенское
<u>Карбонатно-терригенная подгруппа</u>			
Известково-песчано-алевритовая	Депрессионные: центрально-озерный	Си-сланцев	Южно-Минусинская впадина
		Бокситовая – терригенно-карбонатный	Тургайская группа
Песчано-доломитовая	Прибрежно-морской	Си-сланцев	Предуралье
Известково-глинисто-песчаная	Лагунный	Fe-оолитовый	Керченское
		Си-песчаников	Приуралье
		Мп-оксидно-карбонатный	Никопольское Большеотомасское
		Фосфоритоносная-оболмочный желваковый	Средняя Азия
		Самородной серы	
Кремнисто-карбонатно-глинистопесчаная	Рифтогенный	Va-Pb-Zn-барвинский	Таборное (Прибайкалье)
		CaF ₂ -Sb-Hg-джазпероидный	Хайдарканское
		CaF ₂ -Pb-Zn-терригенно-карбонатный	Прибайкалье
		Va-Zn-Pb-кремнисто-карбонатно-терригенный	Саурейское (Урал)
		Au-мурунтауский	Мурунтау
<u>Кремнистая подгруппа</u>			
Опоковая	Депрессионные морские: прибрежный, неритовый, батиальный	Fe-оолитовый	Хоперское
Марганцовисто-железисто-кремнистая	Батиальный	Марганценосная-вулканогенно-осадочный	Каражал

Рудопродуктивные структурно-формационные комплексы			Примеры месторождений
Рудовмещающие и рудоносные геологические формации	Геоморфологические и структурные типы	Рудные формации и формационные типы месторождений	
Железисто-кремнистая	Батиальный	Железисто-кремнистая: Кремнисто-гематитовый	Ангаро-Питская и Атасуйская группы
		Железистых кварцитов	КМА, Кривой Рог
Яшмово-сланцевая	Батиальный	Фосфоритоносная-кремнистый	Удско-Селенджинская группа
		Марганценозная-браунит-гаусманит-родонитовый	Южный Урал
Углеродисто-кремнистая (менилитовая)	Батиальный	Фосфоритоносная	Срединный Тянь-Шань
		Золото-черносланцевая	Северный Тянь-Шань
		Мо – V - сланцевая (горючих сланцев)	

В табл. 3 структурно-формационные комплексы галогенной и угленосной подгрупп не нашли отражения. Рудопродуктивность этих подгрупп кратко охарактеризована в части 1.

Как уже отмечалось, наиболее ранний рудопродуктивный экзогенез проявился в беломорском, карельском и готском этапах образованием платформенных первично-осадочных месторождений, подвергшихся многоактным процессам регионального и контактового метаморфизма. В беломорском этапе сформировались уникальные золото-ураноносные конгломераты серии витватерсранд (ЮАР), таркавайские золотоносные конгломераты (Гана); в карельском этапе – стратиформные месторождения медистых песчаников (Удоканское в Восточной Сибири), ураноносные конгломераты Эллиот-Лейк (Канада); в готском этапе – осадочно-терригенные месторождения урана (Джабилука в Австралии), стратиформные месторождения меди, кобальта, урана, свинца и цинка рудного пояса Замбии – Заира. Рудные формации этих месторождений как первично-осадочных

образований рассматриваются в группе осадочных структурно-формационных комплексов, а как метаморфизованных образований – в группе рудопродуктивных метаморфогенных комплексов. Такой подход обусловлен полигенностью их образования при сохранении некоторых определяющих свойств эдукта и приобретении типоморфных для метаморфических формаций свойств. По мере снижения интенсивности регионального метаморфизма и ограничения его распространенности в геологической истории развития земной коры с позднего протерозоя полнее и отчетливее проявляются рудопродуктивные эпохи экзогенеза. На территории бывшего СССР четко обозначились время проявления и контуры позднепротерозойской, среднепалеозойской, позднемезозойской и позднекайнозойской эпох.

Познепротерозойская эпоха экзогенного рудообразования совпадает по времени с байкальским и частично каледонским тектоно-металлогеническими этапами. В эту эпоху преобладали процессы механической дифференциации вещества над химическим выветриванием. Они широко проявились на пассивных окраинах древних континентов и островодужных поднятиях.

Начало экзогенеза приходится на раннюю трансгрессивную стадию седиментогенного цикла, когда формировались в брахисинклинальных структурах формация медистых песчаников, в прибрежно-шельфовых зонах – россыпи алмазов, золота, циркона, бадделеита, монацита, рутила, ильменита. Позднее образовались морские вулканогенно-осадочные месторождения бокситов, железных и марганцевых руд, а также гидротермально-осадочные свинцово-цинковые месторождения. На регрессивной стадии седиментогенного цикла в условиях аридного климата в лагунах выпадали эвапоритовые осадки.

В среднепалеозойскую эпоху в условиях гумидного климата в платформенных областях европейской части территории бывшего СССР началось формирование кор выветривания и связанных с ними месторождений бокситов, каолинов, россыпей ильменита и рутила. В эту эпоху началось угленакопление в терригенных и карбонатно-терригенных формациях с последующей их трансформацией в угленосные. К ним относятся

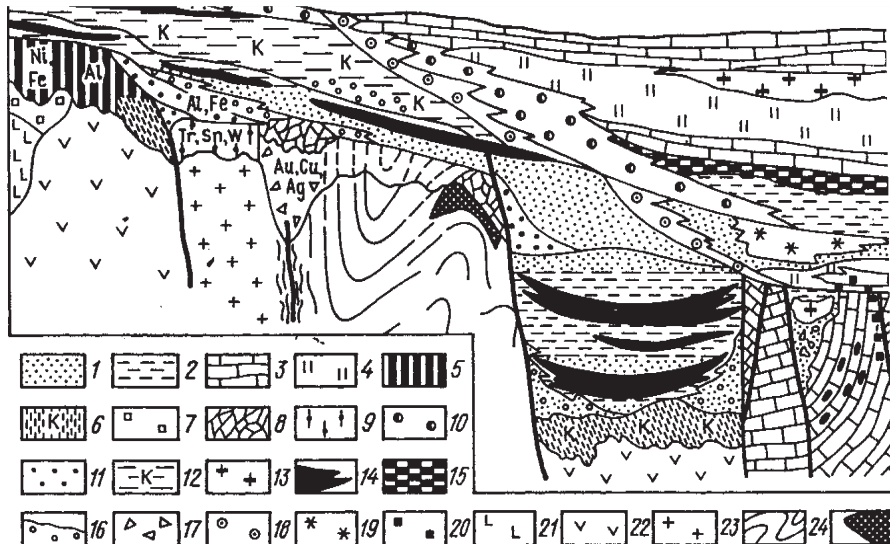
внутриконтинентальные лимнические угли подгорных и межгорных моласс (Львовско-Волынский бассейн), а также озерные и озерно-болотные угли (Московская синеклиза), залегающие в песчано-глинистой сероцветной формации. С известняково-алеврито-песчаной формацией связаны параллические угли Донецкого бассейна (авлакогена). В окраинно-континентальных островодужных (преддуговых, междуговых и задуговых) морских бассейнах Средней Азии, Казахстана и Алтая в связи с терригенными, карбонатными и карбонатно-терригенными геологическими формациями формировались различные формационные типы гидротермально-осадочных стратиформных месторождений медной и свинцово-цинковой рудных формаций.

Позднемезозойская эпоха экзогенного рудообразования с жарким влажным климатом охватила почти всю территорию бывшего СССР. Ее обобщенная модель в вертикальном разрезе приведена на рис. 1.4. В эту эпоху сформировались депрессионные угленосные формации лимнического типа, денудационные остаточные месторождения латеритных бокситов, каолинов, никеля и кобальта, железных шляп, фосфоритов, бентонитов, эрозионные элювиальные россыпи легирующих и редких металлов.

Во внутриконтинентальных морских бассейнах образовались месторождения фосфоритов егорьевского типа, оолитовых железных руд и горючих сланцев. В окраинно-континентальных спрединговых морских бассейнах в карбонатно-терригенных и карбонатных формациях происходило накопление осадочных и гидротермально-осадочных, или вулканогенно-осадочных, месторождений бокситов, каолинов, фосфоритов, железа и марганца, меди, свинца и цинка.

В позднекайнозойской эпохе экзогенного рудообразования Б.М. Михайлов и соавторы [14] выделяют два этапа: ранний – олигоценовый и поздний – плиоцен-четвертичный. В раннем этапе, наиболее продуктивном, в терригенных толщах залегают многочисленные месторождения марганца Южно-Украинского (Никопольское и Большетокмакское) и Грузинского

(Чиатурское) бассейнов, а также морские месторождения железа (Бакcharские в Западной Сибири) с прогнозными ресурсами в сотни миллиардов тонн.



25

Рис. 1.4. Модель рудоносности геологических формаций позднемезозойской эпохи экзогенеза (в разрезе) (по Б.М. Михайлову и др.):

1–4 – геологические (осадочные) формации: 1 – песчаные, 2 – глинистые, 3 – карбонатные, 4 – кремнистые; 5–20 – рудные формации: 5–9 – остаточные (5 – латеритные – железозносные, бокситозносные, никеленосные, фосфорозносные, 6 – каолиноносные, 7 – бентонитозносные, 8 – рудных шляп, 9 – элювиальных россыпей); 10–13 – осадочные (10 – железозносные оолитовых руд, 11 – бокситозносные, 12 – каолиноносные, 13 – фосфорозносные); 14 – угленосные; 15 – горючих сланцев; 16 – пролювиальных россыпей; 17 карстовых россыпей; 18 – прибрежно-морских россыпей; 19 – вулканогенно-осадочные бентонитозносные; 20 – гидротермально-осадочные (Mn, Cu, Pb, Zn); 21 – ультраосновные породы; 22 – основные породы; 23 – кислые породы; 24 – метаморфические породы; 25 – сульфидные руды.

3.5. Главнейшие стратифицированные вулканогенные и вулканогенно-осадочные рудопродуктивные структурно-формационные комплексы

Рудоносность вулканогенных, вулканогенно-осадочных и кремнистых формаций рассмотрена в 1 части. Влияние вулканизма на рудопродуктивность литогенеза нашло отражение в фундаментальных работах Г.С. Дзоценидзе. В них автор указывает на роль пирокластики в образовании бентонитов, глауконитов и осадочных цеолитов; отмечает влияние вулканизма на образование марганцовисто-железисто-кремнистых, глиноземистых, фосфоритоносных и бороносных рудообразований. При этом подчеркиваются особенности подводного вулканизма как основы для формирования разновозрастных вулканогенных формаций.

Как видно на рис. 1.5, спектр месторождений, связанных с вулканогенными процессами, разнообразный. Они формируются в коллизионных структурах зоны перехода от континентов к океану, чаще в энсиматических островных дугах и на активных окраинах континентов в связи с вулканическими поясами, а также в межконтинентальных коллизионных поясах и орогенах. Примером могут служить камчатские островодужные вулканогенно-гидротермальные месторождения ртути, меди, свинца и цинка, золота и серебра, связанные с интрузивными и субвулканическими комплексами (см. табл. 4).

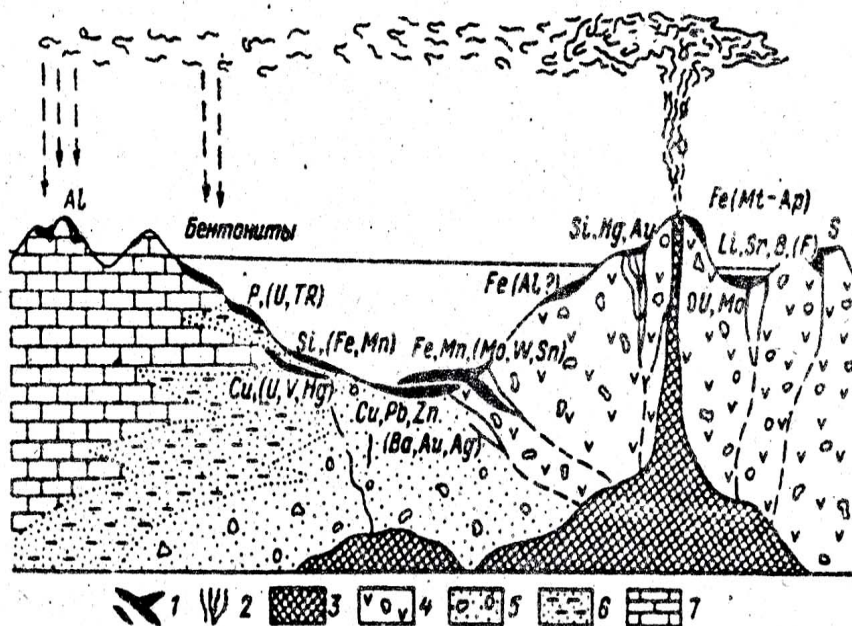


Рис. 1.5. Схема размещения вулканогенно-осадочных месторождений по отношению к центрам вулканической деятельности (по В.Е. Попову):

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

Таблица 4

Классификация рудопродуктивных вулканогенно-осадочных структурно-формационных комплексов

Под-группа	Вулканогенно-осадочные геологические формации		Парагенетические формации вулканические	Структурно-фациальные типы	Рудоформационные типы (рудные формации)	
	Вещественный комплекс формаций	Геодинамическая обстановка				Формация
Вулканогенно-территориально-территориальный	Ультрамафитово-обломочное	Рифтовый	Офиолитовый меланж	Пикриговая	Покровночешуйчатые пластины	Ст-Pt, Fe-Ti – офиолитовые Cu-Ni, Au, W-Hg – ультраметаморфические
	Мафитово-обломочное	Желобово-турбидитный	Флицидно-вулканогенная Сланцево-спилитодиабазовая Сланцево-кератофироспилитовая	Вулканические брекчи и турбидиты Спилит-кератофиродиабазовая Спилит-кератофирированная	Морские прогибы Вулканические пояса (зоны)	Fe-оолитовая, Cu ²⁺ , Cu-Pb-Zn- (филизчайский), S ²⁻ , Cu- Zn- колчеданный
	Молясовое вулканогенное	Периферийно-вулканический	Вулканогенно-молясовая Вулканогенно-молясоидная	Андезит-дацит-игнимбритовая Базальт-андезитовая	Вулканогенные трогги Предгорные впадины	Hg ²⁺ , Cu- целиковые Zn-пропилитовые Алузитовая
Вулканогенно-территориально-территориальный	Щелочно-мафитово-кремнисто-карбонатное	Рифтогенный	Трахит-базальт-кремнисто-карбонатная	Трахит-андезитовая Трахитовая	Морские депрессии вблизи вулканических зон	P ₂ O ₅ - калifornийский

Под-группа	Вулканогенно-осадочные геологические формации		Парагенетические формации вулканические	Структурно-фациальные типы	Рудоформационные типы (рудные формации)
	Вещественный комплекс формаций	Геодинамическая обстановка			
	Мафитово-кремнисто-карбонатное	Срединный океанико-континентальный и островной вулканический	Спилит-диабаз-кремнисто-карбонатная Андезитобазальт-кремнисто-карбонатная	Батальные депрессии, сопряженные с вулканическими дугами (поясами)	Fe-ландильский Cu-Pb-Zn-алтайский Mn-каражалский P-тамалыкский Mn-усинский
Вулканогенно-кремнистые	Мафитово-кремнисто-карбонатное	Островной энзиматический	Диабаз-туфокремнистая Спилит-диабаз-шумовая Диабазово-фланговая Туфово-диатомитовая	Вулканические пояса Вулканогенные депрессии	Sb-Hg-опалитовый Cu-Zn-южно-уральский
Вулканогенно-карбонатное	Мафитово-территенно-карбонатное	Срединный - морской	Обломочно-известняково-диабазовая	Окраинные моря вблизи вулканических зон	P-хубугульский
Вулканогенно-территенно-карбонатное	Мафитово-салитово-территенно-карбонатное	Орогенный и межконтинентальный	Андезит-дацит-известняковая То же - обломочная	Многоступенчатые вулканические зоны	(Fe-Mn)Pb-Zn-озернинский FeCO ₃ -бакальский
Вулканогенно-территенно-карбонатное	Уль-трамафитово-территенно-карбонатное	Активизационный платформенный	Пикрит-базальт-территенно-карбонатная	Авлакогены, рифовые зоны	Гематитовая Шунгитовая

В этом разделе рассматриваются те из вулканогенных месторождений, которые приурочены к стратифицированным вулканогенным либо к вулканогенно-осадочным формациям и представлены согласными с ними (стратифицированными) залежами (см. табл. 1). Оруденение этого типа изначально формировалось в рифтогенных структурах океанов и окраинных морей в связи с подводным базальтоидным магматизмом. Последующие коллизии и связанные с ними метасоматизм и метаморфизм обусловили возобновление процессов рудообразования и возникновение полигенных медно-колчеданных (например, уральского типа) и колчеданно-полиметаллических (алтайского типа) месторождений.

Рудная специализация вулканогенных и вулканогенно-осадочных формаций зависит от типов строения земной коры. В блоках океанической и субокеанической земной коры преобладает колчеданно-полиметаллическое оруденение. Субконтинентальная кора благоприятна для развития медной минерализации.

3.6. Главнейшие метаморфогенные рудопродуктивные структурно-формационные комплексы

Рудоносность метаморфических и ультраметаморфических формаций определяется развитием в них полезных ископаемых, формирующих генетическую группу регионально-метаморфогенных месторождений. Эта группа подразделяется на две подгруппы: регионально-метаморфизованные месторождения и регионально-метаморфические месторождения. В составе каждой подгруппы выделяются рудные формации, избирательно связанные с определенными метаморфическими формациями и общими для них типами структур. Вместе они составляют регионально-метаморфогенные рудопродуктивные структурно-формационные комплексы. Такие комплексы, дифференцированные по фациям регионального метаморфизма, приводятся в табл. 5.

**Главнейшие регионально-метаморфогенные рудопродуктивные
структурно-формационные комплексы**

Фации метаморфизма	Рудоносные метаморфические формации	Структурные типы рудных полей и месторождений	Рудные формации	Месторождения
ПОДГРУППА РЕГИОНАЛЬНО-МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ				
Зелено-сланцевая	Зеленокаменная	Синклинальные зоны (складки течения) в зеленокаменных поясах	Железисто-кремнистая	КМА, Кривой Рог, Хамерсли (Австралия)
			Марганцо-вистокремнистая (гондитовая)	Индия, Бразилия
			Ураноносная	Поркьюпайн (Канада), Аллигейтор-Риверс (Австралия)
	Золотокварцевая		Восточная Сибирь	
	Слюдяно-сланцевая	Зоны катаклаза вдоль глубинных разломов на щитах	Золоторудная диафторитовая	Алданский щит
Эпидот-амфиболитовая	Амфиболит-кианитовая	Докембрийские зоны диафтореза	Магнетитовая	Алданский щит
	Амфиболит-андалузитовая		Флогопит-апатитовая	Балтийский щит
	Магматит-гранитовая	Пегматитовые поля на щитах, выступах фундамента древних платформ	Керамическая, слюдоносная и редкометалльно-пегматитовая	Украинский, Балтийский и Алданский щиты
			Хрусталеносная и кварц-гранулированная	Индия, Бразилия
Амфиболитовая	Кварцит-конгломератовая	Моноклиналиные зоны рассланцевания, структуры будинажа	Золотоносно-конгломератовая Ураноносно-конгломератовая	Витватерсранд (ЮАР) Блайнд-Ривер (Канада)
Гранулитовая	Черносланцевая	Сложнодислоцированные зоны	Золотосланцевая	Сухой Лог, Хоумстейк (США)

Продолжение таблицы 5

Фации метаморфизма	Рудоносные метаморфические формации	Структурные типы рудных полей и месторождений	Рудные формации	Месторождения
Амфиболитовая	Амфиболит-гнейсовая	Купола, блоки, выступы фундамента (изоклинальные складки, структуры будинажа)	Железисто-кварцитовая	Костомукшское Джаннен-Лейк (Канада)
Амфибо-лит-гранулитовая	Гнейсово-амфиболит-гранулитовая	В зонах смятия на щитах, в складчатых фундаментах древних платформ; ядрах палеозойских антиклинориев	Стратиформные: свинцово-цинковая	Горевское
			Золоторудная	Советское
			Железисто-кремнистая	Тараташское Мариупольское
ПОДГРУППА РЕГИОНАЛЬНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ				
Зелено-сланцевая	Щелочно-амфиболитовая	Зоны разрывных дислокаций в метаморфизованных ультрамафитах	Амфибол-асбестовая	ЮАР Сысертские
Амфиболитовая	Андалузит-кианит-гнейсовая	Докембрийские зоны диафтореза	Высокоглиноземистая Кианит-силлиманитовая	Алданский щит Кейвские
Гранулитовая	Эклогит-гранулитовая	Зоны смятия, сопряженные с глубинными разломами, палеозонами Беньюфа, суттурными швами	Рутиловая амфиболит-эклогитовая	Харворд (США)
	Эпидот-глаукофаносланцевая		Жадеит-глаукофановая	Урал, Казахстан, Саяны
	Высокоглиноземистых гранулитов и кальцифиров		Корунд-андалузитовая	Урал, Украинский щит
	Кварцит-кинцингитовая Анортозитовая	Зоны катаклаза на щитах, в докембрийских блоках фундамента платформ и складчатых областей	Графитовая кинцингитовая Высокоглиноземистые апатитовая и титано-магнетитовая	Индия, Австралия Джугджуро-Становая зона, Канада, Норвегия

Фации метаморфизма	Рудоносные метаморфические формации	Структурные типы рудных полей и месторождений	Рудные формации	Месторождения
ПОДГРУППА КОНТАКТОВО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ				
Гранулитовая	Апокаменно-угольно-трашповая	Околоинтрузивные (экзоконтактовые)	Графитовая апокаменно-угольная	Ногинское
	Андалузит-диаспоровая	Пластообразные, штокообразные залежи	Абразивная	Прииртяш-ское, о. Наксос (Греция)

Как известно, *регионально-метаморфизованные месторождения* сформировались в результате синхронной метаморфической перекристаллизации исходных пород, обогащенных рассеянными рудными компонентами, и полезных минеральных скоплений в этих породах. Среди этой подгруппы выделяются месторождения рудных формаций – производных регионального метаморфизма осадочных, вулканогенных и метаморфических пород и связанных с ними первичных рудных образований. Последние длительно накапливались при вулканогенно-седиментационных процессах. Последующие расплавление и перекристаллизация исходных пород привели к метаморфической дифференциации в них рудных минеральных компонентов. Это определяет полихронность и полигенность метаморфизованных месторождений, сформировавшихся в различных фациях регионального метаморфизма (зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и гранулитовой).

В зеленокаменных поясах зеленосланцевой фации в древних зонах диафтореза амфиболит-кианитовой и амфиболит-андалузитовой формаций, развитых на щитах, известны месторождения магно-магнетитовой и флогопит-апатитовой формаций. С ультраметаморфической мигматит-гранитовой формацией ассоциируют поля керамических, слюдоносных и редкометалльных пегматитов, размещенных на щитах и выступах фундамента древних платформ.

В амфиболитовой фации образовались метаморфизованные золотоносные черные сланцы. Они связаны с кварцит-конгломератовой и

черносланцевой формациями. В этой фации также сформировалась железисто-кварцевая формация, месторождения которой залегают в породах амфиболит-гнейсовой формации, слагающих гранитогнейсовые купола на щитах и в фундаменте платформ.

В гранулитовой фации в зонах смятия пород гнейсово-амфиболит-гранулитовой формации образовались стратиформные месторождения свинцово-цинковой, золоторудной и железисто-кремнистой формаций.

Подгруппа регионально-метаморфических месторождений сформировалась в зелено-сланцевой, амфиболитовой и гранулитовой фациях в процессе перегруппировки и новообразований минерального вещества в породах метаморфических и ультраметаморфической формаций.

С зеленосланцевой фацией метаморфизованных ультрамафитов связана амфиболит-асбестовая формация. Размещение ее месторождений контролируется зонами разрывных нарушений.

В амфиболитовую фацию в докембрийских зонах диафтореза андалузит-кианит-гнейсовой формации сформировались высокоглиноземистые месторождения кианит-силлиманитовой формации.

Наибольшее развитие регионально-метаморфические рудопродуктивные комплексы получили в гранулитовую фацию. Разнообразные рудные формации избирательно ассоциируют с различными метаморфическими формациями (см. табл. 19). Завершает таблицу комплекс ультраметаморфической анортозитовой формации и связанных с нею высокоглиноземистых апатитовой и титаномагнетитовой формаций.

Наряду с группой регионально-метаморфогенных месторождений выделяются контактово-метаморфические месторождения. Они представлены околоинтрузивными (экзоконтактовыми) пластообразными и штокообразными залежами. Важнейшими из них являются месторождения графитовой и абразивной формаций. Графитовая формация образует комплекс с апокаменноугольно-трапповой формацией (месторождение Ногинское на

Сибирской платформе); абразивная формация связана с андалузит-диаспоровой формацией (месторождение Прииртяшское).

Кроме указанных рудных формаций промышленное значение имеют метаморфические образования: мраморы (Карелия, Урал, Средняя Азия), кварциты (Шокшинское в Карелии), яшмы (месторождение горы Полковник) и кровельные сланцы (Ларское на Кавказе).

3.7. Геоморфологические и структурно-формационные рудопродуктивные комплексы кор выветривания

Коры выветривания формируются в континентальных условиях в процессе экзогенного физико-химического преобразования пород магматических и метаморфических формаций и комплексов, а также осадочных формаций. При этом образуются инфильтрационные и осадочные месторождения. Известные инфильтрационные месторождения железа, марганца, урана и ванадия, сформировавшиеся при выщелачивании химических соединений этих металлов приповерхностными водами, последующем их переносе и отложении на геохимических барьерах, характеризуются небольшими размерами и в основном уже отработаны. Напротив, важное промышленное значение имеют остаточные месторождения кор выветривания никеля, кобальта, бокситов, железа, марганца и каолина.

Для образования остаточных месторождений наиболее благоприятны условия гумидного климата и нерасчлененного рельефа, когда в результате интенсивного химического выветривания выносятся легкорастворимые породообразующие компоненты, а слабые эрозионные процессы способствуют накоплению остаточных продуктов выветривания. При этом остаточная концентрация рудных компонентов по сравнению с начальной может увеличиваться многократно также за счет обогащения продуктами рудной инфильтрации.

В зависимости от состава исходных пород, а также неотектоники, климатических и ландшафтных условий выделяют три основных профиля коры выветривания: гидрослюдистый, глинистый и латеритный. Последний из них самый продуктивный. С ним связаны уникальные месторождения бокситов, никеля и железа.

Коры выветривания площадного типа развиваются на равнинных ландшафтах. Они подразделяются на открытые, выходящие на поверхность, и закрытые, залегающие под покров более устойчивых к процессам выветривания пород. С корами открытого площадного типа, развитыми на ультрамафитовых комплексах и формациях, связаны месторождения кобальт-никелевой рудной формации (месторождения Кемпирсайское и Серовское на Урале). В современной тропической зоне широко распространена высокопродуктивная бокситоносная формация латеритных покровов, залегающая на различных породах метаморфических и магматических формаций и комплексов (месторождения Западной Африки и Австралии). Выделяются также месторождения бокситов сублатеритной формации, связанной с выветриванием хлоритовых и серицитовых сланцев, реже других метаморфических пород. Они залегают под чехлом осадочных формаций на фундаментах платформ (Висловское и другие месторождения КМА). С выветриванием железистых кварцитов КМА связаны богатые залежи руд гематит-марититового типа. Марганцевые латеритные покровы площадного типа развиваются на гондитах и кодуритах (месторождения Индии, Бразилии).

С корой выветривания ультрамафитовых магматитов и их метасоматитов линейного типа ассоциирует кобальт-никелевая формация. Такая кора сформировалась преимущественно в районах с горным рельефом; приурочена к разломам и зонам повышенной трещиноватости. Рудные залежи характеризуются клино- и линзообразной, реже пластообразной формой (месторождения Уфалейской группы на Урале, Локрида в Греции). Как разновидность линейного типа выделяется контактово-карстовый подтип. Он

имеет ограниченное распространение, образуясь на контакте карбонатных формаций с магматическими комплексами.

Кобальто-никелевые месторождения линейно-площадного типа подразделяются на трещинно-площадные (новокаледонские) и карстово-площадные (Ларимна в Греции). Они сформировались в условиях холмисто-увалистой и низкогорной местности.

Каолиновая формация образуется в тропическом климате при более расчлененном, в отличие от латеритных бокситов, рельефе. Месторождения каолинов и каолиновых глин возникли при воздействии теплых грунтовых вод, насыщенных углекислотой и органическими кислотами, на маложелезистые полевошпатовые породы. Месторождения высококачественных каолинов известны на Украине, Урале и Алтае, а также в Китае и других странах.

Кроме указанных рудопродуктивных структурно-формационных комплексов известны также остаточные месторождения магнезита, талька, апатита, барита, золота, олова, тантала, ниобия и редких земель, залегающие в корах выветривания.

Контрольные вопросы для самопроверки к главе 3

1. Как подразделяются геологические формации по характеру их связи с полезными ископаемыми?
2. В чем отличие рудовмещающих и рудоносных формаций?
3. Чем различаются конкретные и абстрактные рудные формации?
4. Охарактеризуйте подходы к выделению рудных комплексов?
5. Что такое рудная формация, рудный комплекс?
6. На какие группы подразделяются нестратифицированные рудоносные комплексы?
7. Чем определяется рудоносность:
 - интрузивных и субвулканических комплексов;
 - метасоматических комплексов?

8. Какие месторождения полезных ископаемых характерны для геологических формаций осадочной группы?

9. В чем отличие сингенетического и эпигенетического оруденения.

10. Что включают осадочные структурно-формационные комплексы? Чем определяется их продуктивность?

11. Какие рудные формации связаны с вулканогенными и вулканогенно-осадочными геологическими формациями?

12. Где формируются месторождения, связанные с вулканогенными процессами?

13. Какие рудные формации присущи:

- вулканогенно-терригенной подгруппе геологических формаций;
- вулканогенно-кремнистой;
- вулканогенно-терригенно-карбонатной?

14. Какие рудные формации входят в подгруппу:

- регионально-метаморфизованных месторождений;
- регионально-метаморфических месторождений;
- контактово-метаморфических?

15. С какими метаморфическими формациями связаны рудные формации, входящие в подгруппу:

- регионально-метаморфизованных месторождений;
- регионально-метаморфических месторождений;
- контактово-метаморфических?

16. В каких условиях формируются коры выветривания? Какие там образуются месторождения?

17. Какие рудные формации связаны с корами выветривания, развитыми на ультрамафитовых комплексах и формациях?

18. С какими породами связана бокситоносная формация латеритных покровов?

РАЗДЕЛ ВТОРОЙ. ПРОГНОЗ РУДОНОСНОСТИ

Глава 4. Критерии прогнозирования

4.1. Общие положения

Прогнозирование рудоносности обычно является завершающим этапом металлогенических исследований. Согласно Д.В. Рундквисту, со специальной металлогенией связано отраслевое прогнозирование, с региональной металлогенией – комплексное (региональное) прогнозирование.

Отраслевое прогнозирование ориентируется на заранее заданные экономические и технологические параметры на основе анализа состояния баланса и промышленного освоения запасов оцениваемого вида минерального сырья. При этом прогнозе информативными признаками служат рудоносные геологические и рудные формации, рудоконтролирующие факторы размещения их проявлений.

Комплексное прогнозирование базируется на периодичности этапов и эпох рудообразования, стратиграфо-формационных признаках, закономерностях размещения орудения в исследуемом регионе и рудоконтролирующих факторах, определяющих критерии прогнозирования.

Прогнозирование рудоносности основано на различных видах исследований. Это проведение, прежде всего, металлогенического анализа на структурно-формационной основе с использованием геофизических, геохимических и дистанционных методов, а также экономического анализа. Прогнозные исследования осуществляются с различной детальностью. Они могут быть: обзорными мелкомасштабными (1:7500000 – 1: 1000000), охватывающими целые регионы; мелкомасштабными – в пределах листов государственной геологической съемки 1: 200000; среднемасштабными 1:50000 и более детальными. При обзорных исследованиях перспективные территории выделяются в пределах металлогенических провинций поясов и

зон. Мелкомасштабный прогноз осуществляется в рудных районах (узлах) или зонах. Объектом среднемасштабного прогноза служат рудные поля. Более детальный прогноз может распространяться на месторождения и даже отдельные участки или рудные тела. По мере детализации исследований повышается степень локализации прогнозируемых объектов. При среднемасштабном и более детальном прогнозировании значительно возрастает роль экономических факторов.

Формационные и структурные факторы в значении рудоконтролирующих, а также сопровождающие орудения геофизические и геохимические аномалии рассматриваются как критерии прогнозирования рудоносности.

Использование этих критериев позволяет построить геолого-генетическую модель прогнозирования на принципах, предложенных Д.В. Рундквистом. Один из них – принцип конвергентности однотипных рудных формаций или комплексов, связанных с различными геологическими формациями или интрузивными и субвулканическими комплексами. Другой – периодичность металлогенических этапов и эпох экзогенеза, выразившаяся в повторяемости ранее возникших рудообразований, что связывают с динамикой литосферных плит и, в частности, с горячими точками.

Кроме того, важное значение для прогнозирования имеет зональность орудения, проявившаяся на различных природных уровнях: от глобальных металлогенических поясов до рудных тел включительно. Согласно Л.Н.Овчинникову, латеральная зональность дополняется глубинной зональностью, ограниченной под континентами поверхностью Мирового океана (поверхностью геоида). При этом нельзя не учитывать современный уровень эрозионного среза, от которого зависит масштаб сохранившегося орудения.

4.2. Генетические и формационные критерии прогнозирования

Анализ условия формирования возраста и состава геологических формаций и интрузивных комплексов и соответственно ассоциирующих (сопряженных) с ними рудных формаций и комплексов позволяет получить представление о характере связи орудения с вмещающими породами, в его экстенсивности размещения и интенсивности локализации.

Условия образования, возраст и характер связи породных и рудных образований в основном определяют их генезис и поэтому могут рассматриваться в качестве генетического фактора прогнозирования.

Итак, прежде чем перейти к рассмотрению формационных критериев прогнозирования полезных ископаемых, проведем их генетический анализ. Из металлических полезных ископаемых выделим группу преимущественно эндогенного происхождения и группу полигенных образований.

Эндогенная группа ассоциирует с интрузивными и субвулканическими комплексами. Она подразделяется на две подгруппы. Одну из них составляют самородные металлы и кислородные соединения металлов, трансформирующиеся в экзогенных условиях из гипогенных в россыпные. Это – хромиты, титан, вольфрам, олово, золото, платиноиды и литофильные редкие металлы. Другая подгруппа представлена химическими неустойчивыми в окислительной обстановке сульфидами. Металлы этой подгруппы в зоне экзогена либо полностью рассеиваются (сурьма, висмут, серебро, молибден и халькофильные редкие металлы), либо накапливаются в коре выветривания (никель, кобальт). Особое положение занимает ртуть – киноварь, практически единственный промышленный минерал, устойчивый к окислительным процессам, может образовать небольшие элювиально-делювиальные россыпи.

Полигенная группа представлена металлическими полезными ископаемыми, месторождения которых могли сформироваться как в эндогенных, так и экзогенных условиях. К ним относятся медь, цинк, свинец, алюминий, железо и марганец, а также кобальт, ванадий, редкие земли, уран и

торий. Следует отметить, что алюминий в рудах эндогенного происхождения, квалифицируется, как небокситовое сырье, связанное с магматическими и метаморфическими формациями и комплексами. Руды алюминия экзогенного происхождения с достаточно высоким кремниевым модулем, называемые бокситами, формируют месторождения в корах выветривания и осадочных формаций.

Среди известных групп неметаллических полезных ископаемых группа месторождений индустриального сырья (алмазы, графит, слюды, асбест, пьезооптические минералы, тальк и цеолиты), связанная с магматическими и метаморфическими формациями и комплексами, относится к эндогенным образованиям. В этой группе лишь алмазы могут формировать россыпи. Другие группы месторождений горно-химического и агрономического сырья (минеральные соли, серное и фосфатное сырье), а также сырья для производства строительных материалов (глины и каолины, гипс и ангидрит, карбонатные и кремнистые породы, песок, гравий и песчаники) являются в основном экзогенными образованиями в составе осадочных и вулканогенно-осадочных формаций. Исключением являются эндогенные апатитовые месторождения, залегающие в щелочных интрузивных комплексах, и месторождения магматических и метаморфических пород как естественных строительных материалов.

Важная группа горючих полезных ископаемых (каустобиолитов) как биогенных образований, за редким исключением, генетически связана с терригенными формациями.

В многочисленных публикациях определены формационные критерии прогнозирования по всем перечисленным видам полезных ископаемых. В наиболее полном объеме они представлены в фундаментальном труде большого авторского коллектива ВСЕГЕИ, под редакцией Д.В.Рундквиста [12]. В данном учебном пособии имеется возможность рассмотреть роль формационных критериев прогнозирования для большинства полезных ископаемых лишь в общем виде.

Группа металлических полезных ископаемых преимущественно эндогенного происхождения

Подгруппа самородных металлов и кислородных соединений металлов (литофильных и сидерофильных)

Хромиты связаны с габбро-анортозит-пироксенитовым, пироксенит-перидотитовым, гипербазитовым и дунит-перидотитовым комплексами с повышенным содержанием магния.

Титан в промышленных концентрациях находится в прибрежно-морских ильменит-рутил-циркониевых, аллювиальных и аллювиально-делювиальных ильменитовых россыпях. Источником россыпеобразующих титановых минералов могли служить ультрамафитовые и субщелочной габброидный комплексы, а также мафитовые метаморфические формации. С ними ассоциируют эндогенные руды титана.

Вольфрам ассоциирует с гранитоидными комплексами нормальной и повышенной щелочности.

Олово в коренном залегании связано в основном с калиеносными комплексами. В процессе выветривания пегматитовых, грейзеновых и гидротермальных скоплений олова, ассоциирующих с этими комплексами, в песчано-глинистых формациях сформировались прибрежно-морские, элювиально-делювиальные россыпи касситерита.

Золото образует промышленные скопления в формациях вулканогенных метасоматитов. Различные по морфологии золоторудные жилы связаны с контрастными по составу магматическими комплексами (от габбро до липаритов), подвергшимися щелочно-магнезиальному (типа скарнов) или калиевому (типа березитов) метасоматозу. Уникальные метаморфогенные месторождения золота ассоциируют с кварцит-конгломератовой формацией. Открытия за последние десятилетия крупных жильно-штокверковых месторождений золота приходится на черносланцевую формацию. Давно известны месторождения в мафитово-салитовых зеленосланцевых диафторитах.

Далеко не исчерпан промышленный потенциал аллювиальных (долинных и террасовых) россыпей.

Платиновую группу формируют так называемые платиноиды: платина, палладий, осмий, иридий, родий и рутений. Платина, палладий и родий входят в состав сульфидных медно-никелевых руд ликвационно-магматических месторождений типа Садбери (Канада). Эти и другие платиноиды образуют в габбро-анортозит-пироксенитовом, дунит-клинопироксенит-габбровом и дунит-перидотитовом комплексах шлировые выделения в ассоциации с хромшпинелидами. Платина, иридий и осмий входят в состав тяжелой фракции аллювиальных и литоральных россыпей.

Литофильные редкие металлы подразделяются на легкие (Li, Rb, Cs, Be, Sr) и тяжелые (Nb, Ta, Zr, Hf, TR). Рудные месторождения первых из них ассоциируют в основном с аплит-пегматитовым комплексом; вторых – с карбонатитовым, щелочно-сиенитовым, гранит-щелочно-гранитовым и гранит-лейкогранитовым, а также аплит-пегматитовым комплексами. Редкометальное оруденение приурочено к калиевым, натриевым, щелочно-известковым и калиево-натриевым метасоматитам. Легкие литофилы, в особенности литий, могут достигать промышленных концентраций в минеральных водах. Некоторые минералы тяжелых металлов (фергюсонит, колумбит, лопарит, монацит) переходят в терригенные формации, образуя чаще всего, прибрежно-морские россыпи.

Подгруппа халькофильных металлов

Сурьма и ртуть накапливаются в гидротермальных и стратиформных образованиях. Гидротермальные месторождения могут быть связаны с метасоматитами интрузивных комплексов (типа листовенитов и березитов) и вулканогенных формаций (типа вторичных кварцитов и аргиллизитов). Стратиформные месторождения ртути сформировались в дислоцированных отложениях алеврито-песчаной, известняково-доломитовой и кремнисто-

карбонатно-глинисто-песчаной формаций. В последней формации так называемых джаспероидов также локализуются сурьмяные месторождения.

Висмут и серебро встречаются совместно в плутоногенных гидротермальных месторождениях пятиэлементной формации, ассоциирующей с гранит-гранодиоритовым комплексом. Кроме того, висмут входит в состав комплексных грейзеновых месторождений, связанных с гранит-щелочно-гранитовыми и плагиогранит-сиенитовыми интрузиями. Серебро совместно с золотом развито в зонах пропилитизации и аргиллизации вулканических поясов, а также в комплексных плутоногенных гидротермальных месторождениях.

Молибден в различных концентрациях широко распространен в известково-алюмосиликатных, известково-скаполитовых, калиевых и реже калиево-натриевых метасоматитах, развитых по салитовым интрузивным и субвулканическим комплексам нормальной и повышенной щелочности. Уникальные штокверковые молибден-порфиновые и медно-молибден-порфиновые месторождения связаны с кварц-серицитовой, калишпатовой и пропилитовой зонами, проявившимися в контрастных вулкано-плутоногенных комплексах пород.

Халькофильные редкие металлы, или рассеянные, не образуют собственных месторождений. Кадмий, рений, скандий, индий, галлий, таллий, теллур и германий в качестве изоморфных примесей накапливаются в медно-никелевых, молибден-порфиновых, колчеданных и стратиформных медных и медно-полиметаллических рудах. Германий как литофильный элемент может достигать промышленных концентраций в бурых углях. Индий и галлий проявляют также литофильные и сидерофильные свойства. Индий связан с месторождениями касситерит-силикатно-сульфидной формации. Основная часть галлия извлекается попутно при получении глинозема из бокситов.

Никель и кобальт достигают наибольших промышленных скоплений в мафитовых и мафит-ультрамафитовых интрузивных комплексах с повышенным содержанием магния и железа. Кобальт и никель входят в известную

пятиэлементную рудную формацию, связанную с гранит-гранодиоритовый комплексом; накапливается в коре выветривания мафитовых пород. Однако основная часть запасов кобальта сосредоточена в зоне окисления стратиформных месторождений меди. В комплексе с магнетитом кобальт концентрируется в известково-алюмосиликатных метасоматитах, развитых по диорит-гранодиоритовым и плагиогранит-сиенитовым комплексам.

Полигенная группа металлов

Медь как типичный халькофил представлен ликвационно- и кристаллизационно-магматическими месторождениями; известны также карбонатитовые и скарновые её скопления. Широко проявлены гидротермальные месторождения: экстенсивностью размещения оруденения характеризуются плутогенные и медно-колчеданные скопления меди, интенсивный характер локализации руд имеет вулканогенные месторождения медно- и медномолибден-порфирового типа. Уникальными образованиями в генетическом и формационном аспектах являются стратиформные месторождения меди, а также свинца и цинка, с которыми они и будут рассмотрены. Здесь же еще раз отметим принадлежность ликвационной медно-кобальто-платиновой формации к габбро-норитовому и пироксенит-перидотитовому комплексам. Кристаллизационно-магматические ванадиево-железомедные скопления локализуются в дунит-клинопироксенит-габбровом комплексе. Медь в карбонатитах чаще встречается в качестве сопутствующего полезного ископаемого. Роль скарновых месторождений, ассоциирующих с габбро-диабазовым, диоритовым и гранодиоритовым комплексами, более значительна. Плутогенные гидротермальные месторождения связаны с гранитоидными интрузиями. Медно-порфировое оруденение имеет близкие условия образования с молибден-порфировыми рудами. Медно-колчеданные образования локализуются в спилит-кератофировой и андезит-дацит-липаритовой формациях.

Свинец и цинк образуют минеральный галенит-сфалеритовый парагенезис в постмагматических, стратиформных и метаморфизованных месторождениях. Как мы узнаем дальше, при переходе из эндогенных условий в экзогенные галенит и сфалерит окисляются, обретая при этом различные миграционные характеристики, а затем в определенных формационно-генетических системах и фациальных обстановках происходит их регенерация с образованием стратиформных сульфидных руд. Среди постмагматических образований, сопряженных с мафитово-салитовыми магматическими комплексами и формациями, важное место занимают месторождения известковых скарнов и колчеданные; широко распространены, но менее масштабны, плутоногенные и вулканогенные гидротермальные месторождения жильного типа.

Возможности использования генетических и формационных факторов для целей прогнозирования обосновал Н.С.Скрипченко на примерах свинцово-цинковых месторождений в рифтовых комплексах и месторождений тина медистых песчаников и сланцев. По его данным, генетическими, факторами прогнозирования месторождений меди, свинца, цинка и некоторых других металлов, связанных с углеродистыми терригенно-кремнисто-карбонатными формациями, являются одностадийная и двустадийная осадочная и диагенетически-регенерационная модели их образования в условиях дефицита серы. Природной моделью осадочного сульфидного рудогенеза могут служить колчеданные рудообразования, характерные для срединно-океанических хребтов с быстрым и средним спредингом. На выходе изливающихся на океаническом дне гидротерм (с температурой до 350° и скоростью от 0,5 до 2 м/с) на границе их смешивания с морской водой, обладающей высокой окислительной способностью, при дефиците сульфид-иона, происходит отложение сульфидов цинка, меди, серебра и оксидов железа и марганца (Галапагосский рифт, хребет Хуан-дэ Лука, Гуаймасская впадина в Калифорнийском заливе).

При диагенетической регенерация рудообразование протекает в условиях дифференциальной литификации среды и формирует гидротермально-

осадочные (стратиформные) рудные залежи в кремнисто-доломитовых и кремнисто-баритовых зонах, а также рифовые постройки и бары.

Эпигенетическое регенерационное рудообразование является производным оруденения осадочных стадий. Интенсивность его проявления обусловлена степенью насыщения рудники компонентами или металлоносности. При этом важная роль отводится открытой пористости, динамика системы и продолжительности движения рудоносных растворов. Н.С. Скрипченко приводит пример благоприятного сочетания этих факторов для кремнисто-барит-свинцовых центральных зон Жайремского месторождения (Центральный Казахстан), отмечая, что структурный контроль является ведущим для размещения оруденения в рифтовых комплексах и что источником регенерационных руд служит гидротермально осадочное оруденение (свинцово-цинковые месторождения Сардана, пояса Вайбурнум и шт. Миссури, Пайн-Пойнт).

Как видим, рудная избирательность геологических формаций обусловлена генетическими и структурными факторами и в совокупности с ними определяет критерии прогнозирования. Так, известно, что месторождения медистых песчаников и сланцев формируются в условиях аридного климата в песчано-глинистой и флишевой (пестро-цветной) формациях. Как указывает Н.С.Скрипченко, их размещение контролируется береговыми выступами древнего рельефа и антиклинальными структурами внутри рудоносных толщ. Источником меди служили эндогенные меденосные образования или её надкларковые содержания в породах фундамента структуры, например, в Замбийском регионе такими образованиями служили медно-порфировые проявления.

В результате окисления сульфидов и выноса континентальных металлоносных рассолов в мелководный бассейн седиментации в зоне фотосинтеза на границе их с морской средой происходят биохимическое осаждение и регенерация сульфидов из купоросных и других соединений. В отличие от приведенной выше схемы формирования свинцово-цинковых

месторождений поверхностные рассолы резко обеднены железом и марганцем и обогащены цветными металлами.

Основными энергетическими рудоконцентрирующими барьерами являются для стратиформного свинцово-цинкового оруденения эндогенные (глубинные) потоки тепла, а для стратиформных медных месторождений (таких, как Удокан и Джесказган), рудоносные горизонты которых содержат рифовые и эвапоритовые образования, фотогенные потоки.

По данным Н.С.Скрипченко, структурная активность осадочных толщ также определяет их металлогеническую продуктивность. Она проявляется барьерами локального диагенетического разуплотнения и седиментной неоднородности. Например, ареалы разуплотнения, вызванные усадкой новой среды вокруг блоков ранней литификации, или отслаивания на границах среды и блоков поздней литификации, наиболее насыщены полиметаллическим оруденением. Рифовые комплексы со стороны моря, в зоне перехода к иловым фациям, более подвержены орудению.

Алюминий, главным образом, получают из бокситов коры выветривания, хемогенных и других осадков. В корах выветривания развиты бокситоносные формации латеритных покровов и сублатеритов. С хемогенными осадками связаны карбонатные и терригенно-карбонатные бокситоносные формации.

Формационные критерии прогнозирования являются наиболее информативными среди других критериев бокситоносности: стратиграфических и геохронологических, тектонических и палеогеографических.

Месторождения латеритной бокситоносной формации, главнейшей в современной тропической зоне, на территории бывшего СССР развиты слабо. Известны отдельные месторождения, например; Высокопольское низкокачественных железистых бокситов в меловых отложениях на Украинском щите.

Месторождения сублатеритной формации известны в коре выветривания высокоглиноземистых хлорит-серицитовых сланцев и железисто-кремнистых

пород КМА (Висловское, Яковлевское), а также сланцево-карбонатных пород Среднего Тимана (Щугорское и др.).

Важное промышленное значение имеют карбонатная и терригенно-карбонатная бокситоносная формации. Первая из них связана с рифоидной формацией, вторая - с известково-песчано-алевритовой.

Месторождения бокситоносных формаций находятся, главным образом, в чехле Восточно-Европейской платформы, на Урале и Казахстане, в восточных районах России, обладающих колоссальными энергетическими ресурсами, а также в Закавказье промышленное значение имеет месторождения небокситового сырья. Среди них наибольшее значение имеют нефелиновые руды, залегающие в нефелин-сиенитовом и щелочно-габброидном комплексах, и алунитовые месторождения, связанные с вторичными кварцитами. Потенциальными ресурсами алюминия являются андалузит-кианит-гнейсовая и анортозитовая формации.

Прогнозирование небокситовых месторождений алюминия ведется по формационным, петрологическим и геохронологическим критериям. Кроме того, определяющим критерием в решении оценки прогнозных ресурсов и вопросов поисков и разведки таких месторождений является наличие потенциальных энергетических ресурсов в регионе.

Железные руды локализуются в осадочных и вулканогенно-осадочных формациях, в интрузивных и субвулканических комплексах мафитового и ультрамафитового семейств, некоторых метасоматических их парагенезисах, а также в метаморфических формациях и корях выветривания.

Критериями прогнозирования железных руд осадочного происхождения являются формационный и палеогеографический, Эти руды могут быть аллювиальными, дельтовыми, лиманными и прибрежно-морскими. Среди последних, сменяющихся по латерали в сторону глубоководной зоны, бокситоносные формации, последовательно выделяются оксидные, карбонатные и силикатные пластовые руды железа. Они имеют десятки

километров в длину и несколько километров в ширину при мощности пластов в десятки метров.

Промышленные скопления железных руд эндогенного происхождения характеризуются интенсивными магнитными аномалиями. Другими прогностическими критериями служат: геохронологический, формационный, геодинамический и структурный. Практический интерес представляет формация магнетитовых пляжевых песков, развитых вдоль берегов Большой Курильской гряды и Камчатки.

Марганцевые руды залегают в осадочных и метаморфических формациях. Осадочные месторождения марганцевых руд по отношению к сопряженным с ними в латеральном ряду железным рудам смещены в глубь бассейна: оксидные, гидроксидные и карбонатно-оксидные руды марганца сменяют соответствующие им минеральные типы железных руд; образуют также оксидные железо-марганцевые руды. Такие руды могут быть приурочены к молассоидной, известняково-доломитовой, терригенно-сульфатно-карбонатной, кремнисто-карбонатной и известняково-глинисто-песчаной формациям. Эти руды формировались в олигоцене и палеоцене. Марганцевые пластовые, пластообразные и линзообразные по форме рудные тела по размерам почти на порядок меньше железорудных.

Наибольшую промышленную роль играют оксидные и гидроксидные руды, сформировавшиеся в олигоценовое время в известняково-глинисто-песчаной формации. Их месторождения с запасами марганца в несколько млрд.т протягиваются в виде субширотной полосы из Болгарии через Украину, Кавказ, Закаспий, Восточную Сибирь вплоть до Камчатки, не подчиняясь ни характеру тектонических структур, ни палеогеографическим особенностям территорий. Таким образом, можно говорить о четких стратиграфических и формационных критериях их прогнозирования.

Метаморфогенные месторождения размещаются в дислоцированных марганцовисто-железисто-кремнистой и яшмово-сланцевой формациях.

Среди них выделяются месторождения, представленные гондитами – образованиями глубокого регионального метаморфизма марганецсодержащих песчано-глинистых пород. Критериями их прогнозирования, кроме формационных, служат тектонические и фациальные. Следует также отметить развитие руд гондитовых кор выветривания (Мадхья-Прашед в Индии, Сьерра-ду-Навиу в Бразилии).

Кратко осветим прогнозные критерии остальных металлов полигенной группы (*кобальта, ванадия, редких земель, урана и тория*).

Основным критерием прогнозирования кобальта и ванадия является их минеральный парагенезис в комплексных рудах никеля, меди, железа и других полезных ископаемых.

Эндогенные промышленные концентрации кобальта рассмотрены вместе с никелем. В качестве сопутствующего компонента кобальт встречается в скарновых магнетитовых и медных месторождениях, осадочных рудах железа и марганца и пластах фосфоритов. Основные запасы кобальта в зарубежных странах приходятся на зону окисления медистых песчаников (месторождения Медного пояса Замбии и Заира). Значительные также месторождения кобальта в породах выветривания.

Промышленные концентрации ванадия отмечаются в комплексе с титаномагнетитом, иногда платиной в габбро-анортозит-пироксенитовом комплексе. Такие месторождения известны на Южном и Среднем Урале. В дунит-клинопироксенит-габбровом комплексе он находится в парагенезисе с магнетитом и халькопиритом (месторождение Волховское на Урале). Ванадий в значительных количествах встречается в гидротермальных магномагнетитовых месторождениях, ассоциирующих с траптами Сибирской платформы. Он известен в зонах окисления полиметаллических месторождений Намибии; отмечается его накопление в пластах фосфоритов и бокситов, в ураноносных внутрипластовых роллах, глинах зон аргиллизации, россыпях и нефти.

Редкие земли (TR) относятся к подгруппе тяжелых литофильных редких металлов. Основным источником их добычи являются карбонатитовые с

ниобием и торием месторождения (Маунтин-Пасс в США), Редкие земли образуют также промышленные парагены с ниобием и танталом в апогранитовом, альбитит-нефелин-сиенитовом, гранит-лейкогранитовом и гранит-щелочно-гранитовом комплексах и развитых по ним метасоматитах.

Наряду с формационными и петрологическими критериями прогнозирования необходимо учитывать геотектонический критерий. Указанные редкометалльные комплексы сформировались на активизированных участках платформ и орогенов. Кроме того, редкие земли ассоциируют с андалузит-кианит-гнейсовой и мигматит-гранитовой формациями. Важное значение в запасах редких земель имеют богатые торием прибрежно-морские монацитовые россыпи Шри-Ланки, Индии, Малой Азии, Австралии и Бразилии.

Урановые месторождения известны в различных генетических классах. Большую роль играют альбититовые месторождения, локализующиеся в альбитит-нефелин-сиенитовом комплексе, подобно штокерковому месторождению Россинг в Намибии; инфильтрационные месторождения в песчано-глинистых и карбонатных формаций, иногда угленосных и битуминозных (Амброзия-Лейк в США), в особенности, в роллах и калькретах австралийского типа; метаморфогенные месторождения с золотом, связанные с зеленокаменной и кварцит-конгломератовой формациями типа района Эллиот-Лейк в Канаде и Витватерсранд в ЮАР.

Основным критерием прогнозирования ураноносности указанных вещественных комплексов и формаций является их радиоактивность, выраженная геофизическими и геохимическими аномалиями.

Группы неметаллических полезных ископаемых

Группа месторождений индустриального сырья (алмазы, графит, слюды, асбест, тальк, пьезооптический и гранулированный кварц, цеолиты)

Алмазы встречаются в кимберлитовом и лампроитовом комплексах, развитых на активизированных участках платформ, а также в зонах выветривания этих комплексов и россыпях. Основой прогнозирования алмазов в эндогенных условиях являются тектонические, петрологические, структурно-морфологические и минералогические критерии. Алмазы в зонах выветривания и россыпные в промышленных скоплениях прогнозируют по структурным и морфоструктурным, геоморфологическим, литологическим палеогеографическим и фаціальным россыпеобразующим комплексам, степени денудационного среза, минералогическим и возрастным седиментационным критериям.

Графит в промышленных скоплениях связан с гнейсовой и кварц-кинцигитовой формациями, а также с метаморфизованными осадочными формациями, содержащими рассеянное углеродистое вещество, каменными углями и горючими сланцами. Надежными критериями прогнозирования графитовых месторождений являются дислоцированность метаморфизованных осадочных формаций, насыщенных углеродистым веществом, и высокая степень их электропроводимости.

Слюды (мусковит, биотит, флогопит и вермикулит) небольшими скоплениями наблюдаются повсеместно в самых различных формациях и комплексах. Однако месторождения слюд не так многочисленны и представлены в основном флогопитоносными с вермикулитом карбонатами ковдорского типа, мусковитовыми гранитными пегматитами карело-кольского, мамско-чуйского, бихарского, бразильского и других типов в андалузит-кианит-гнейсовой и мигматит-гнейсовой формациях. Дополнительными критериями их прогнозирования служат возраст указанных комплексов и формаций, метаморфизм и связь с тектоническими структурами.

Асбест и тальк. Асбест, представляющий собой тонковолокнистые минералы групп серпентина и амфибола, образует вместе с тальком промышленные скопления в ультраосновных интрузивных комплексах в процессе щелочно-карбонатно-магнезиального метасоматоза.

Прогнозная оценка территорий распределения хризолит-асбеста приходится на сложнопереформированные в срединно-океанических орогенных поясах дунит-перидотитовые массивы существенно гарцбургитового состава с проявлением низких ступеней метаморфизма и развитием хризотилowych серпентинитов, сланцеватых и бруситосодержащих их разновидностей.

Объектами прогнозирования месторождений группы амфибол-асбестов служат высокомагнезиальные альпинотипные гипербазиты, интрузирующие метаморфиты гнейсовой, гнейсово-мигматитовой и амфиболит-гнейсовой формаций. Массивы таких гипербазитов, подвергшихся антофиллитизации и серпентинизации, приурочены к поднятиям древних толщ в палеозойских складчатых областях. Важным критерием прогнозирования является степень метаморфизма толщ, вмещающих гипербазитовые тела. Наибольшая асбестоносность связана с амфиболитовой фацией, уменьшается в зеленосланцевой формации и отсутствует в неметаморфизованных толщах. Амфиболит-асбесты связаны с тальком в антофиллитовых и карбонат-антофиллитовых образованиях.

Пьезооптический и гранулированный кварц. Пьезооптический кварц связан с пегматитами (типа волинских на Украинском щите) и гидротермальными образованиями (Полярный Урал), ассоциирующими с гранитоидными комплексами и кварцево-гнейсовой формацией. Они могут служить источником элювиальных и делювиальных россыпей горного хрусталя.

Гранулированный кварц образует жильные тела в салитовых семействах метаморфических формаций в зеленосланцевой и амфиболитовой фациях регионального метаморфизма (месторождения Кыштымское на Южном Урале, Кузнечихинское в Забайкалье). Основой прогнозирования этих видов сырья является пегматитовые поля в докембрийских гранитово-метаморфических массивах и метаморфизованные кварцево-жильные образования в фанерозойских складчатых поясах.

Цеолиты достигают промышленных скоплений в вулканогенных гидротермальных и вулканогенно-осадочных месторождениях. В первых из них цеолиты развиваются в миндалекаменных эффузивах и продуктах вулканических извержений мафитового и мафитово-салитового семейств формаций. Это так называемые миндалекаменные цеолиты. Кроме того, широко распространены цеолитизированные толщи молассовых вулканогенных и мафитово-обломочных формаций. Кроме формационного критерия прогнозирования важную роль играет тектонический критерий, отождествляемый с формационным комплексом.

По данным Б.Н.Шаронова, вулканогенно-осадочные лимнические цеолиты накапливаются в результате диагенетического преобразования донных тонкообломочных пирокластов кислого, иногда щелочного состава, в условиях аридного климата при участии вулканических эксгаляций (озера Серле, Вакуоба в Калифорнии, Патрон в Танзании, Магади в Кении). Таким образом, энергетический и седиментационный (диагенетический) факторы дополняют формационный и тектонический критерии прогнозирования цеолитов этого типа.

Группа месторождений горно-химического и агрономического сырья (минеральные соли, сера самородная и фосфатное сырье)

Минеральные соли в качестве галогенной подгруппы формаций освещены в табл. 6, часть 1. Кроме формационными критериями прогнозирования служат: геотектонический, стратиграфический, структурно-геоморфологический, палео- и современный географический, включая климатический.

Сера самородная образует промышленные скопления в карбонатно-сульфатных и сульфатно-галитных формациях типа гаурдак-кугитанского, а также в вулканогенных метасоматитах типа вторичных кварцитов,

подобно месторождениям Малетойваям в Корякском нагорье, Новое на Курилах.

Прогнозирование осадочной серы по основным факторам совпадает с прогнозом минеральных солей. Критерием прогноза вулканогенной серы служат метасоматиты, развитые по островодужным андезито-базальтовым вулканитам.

Фосфатное сырье добывают из эндогенных апатитовых месторождений (нефелин-сиенитового, щелочно-сиенитового и карбонатитового комплексов, осадочных биогенных месторождений (кремнисто-карбонатной, известняково-глинисто-песчаной, яшмово-сланцевой и углеродисто-кремнистой формаций, месторождений коры выветривания и карстовых в указанных комплексах и формациях.

При прогнозировании апатитовых месторождений используют геотектонические, геохронологические, петрологические и петрогеохимические критерии. Фосфоритовые месторождения прогнозируют по стратиграфо-формационным, литологическим и структурно-фациальным критериям.

Группа месторождений сырья для производства строительных материалов (глины и каолины, гипс и ангидрит, карбонатные и кремнистые породы, песок, гравий и песчаники)

Глины и каолины могут быть вулканогенно-гидротермальными метасоматитами (месторождение Даш-Салахлинское в Азербайджане), вулканогенно-осадочными (месторождение Огланлинское в Туркмении), инфильтрационными (Апрельское в. Зап. Сибири), осадочными (Черкасское на Урале) и метаморфизованными образованиями, а также продуктами кор выветривания. С вулканогенно-гидротермальными метасоматитами связаны в основном бентониты. Объектами их прогноза служат дислоцированные гидротермально-измененные породы андезито-дацитовый формации альпийской складчатой системы. Прогнозирование бентонитов в вулканогенно-

осадочных формациях связывают с подводными преобразованиями вулканогенных отложений, вызванных повышенной щелочностью морской и озерной воды. Прогноз инфильтрационных месторождений приходится на бокситовые залежи, подвергшиеся ресилификации. Месторождения остальных формаций прогнозируются с учетом особенностей низких ступеней метаморфизма, химизма формирования кор выветривания и стадий осадконакоплений полного тектоно-седиментогенного цикла (см. часть 1).

Гипс и ангидрит как минеральные образования, способные к взаимным переходам, рассмотрены в галогенной подгруппе формаций. Известны три генетических типа их месторождений: осадочный, остаточный и инфильтрационный. Месторождения осадочного и остаточного типов прогнозируются аналогично самородной сере и минеральным, солям в карбонатно-сульфатной и сульфатно-галитной формациях [2]. Мелкие инфильтрационные месторождения формируются из сульфатных вод на геохимических барьерах в карбонатно-терригенных формациях.

Карбонатные и кремнистые породы формируют соответствующие им подгруппы формаций; их прогнозирование осуществляется исходя из формационного, палеогеографического и палеоклиматического (фациального) критериев. Для прогноза кремнистых пород имеют важное значение также геодинамические палеореконструкции.

Песок, гравий и песчаники прогнозируются на локальном уровне на основе фациального анализа терригенной подгруппы формаций.

Группа горючих полезных ископаемых (уголь, горючие сланцы, нефть и газ)

Уголь, как полезное ископаемое залегает в континентальных терригенных и карбонатно-терригенных формациях, образующих угленосную подгруппу. На региональном уровне прогнозируются угленосные бассейны и районы по формационному, стратиграфическому, геотектоническому,

палеогеографическому, включая климатический, и сидементогенному критериям. При этом важным показателем является углеплотность, отражающей прогнозные ресурсы угля на 1 км². Следует отметить, что углеплотность паралических бассейнов окраин континентов и авлакогенов, сложенных известняково-алевроито-песчаной и карбонатно-песчано-глинистой формациями, составляет 4,4 млн. т, а лимнических внутриконтинентальных бассейнов с песчанно-глинистой сероцветной и молассоидной формациями в 3,5 раза меньше.

Локальный прогноз осуществляется в пределах угленосных бассейнов и районов и охватывает участки, сопоставимые по площади с шахтным полем. Такие участки приурочены к локальным структурам или их отдельным элементам. Следовательно, критериями прогноза являются, прежде всего, структурные; необходимо также учесть внутреннее строение, морфологии, ритмичность и зональность формационных залежей на локальном уровне прогноза играет роль величина коэффициента угленосности, выражающего отношение суммарной мощности пластов угля к общей мощности угленосных отложений, кроме того, прогнозируют качественные и технологические показатели угля, его петрографический состав, степень метаморфизма и т.п. Высокая электропроводимость угольных пластов предполагает возможность эффективного использования электротрических методов их прогнозирования.

Поскольку в углях, особенно в золе, могут в промышленных концентрациях содержаться Ge, Ga, U, Sc, Mo, WO₃, Pb и Zn, необходимо учитывать критерий комплексного использования сырья. Отрицательным фактором прогноза являются экологические критерии, определяемые вредными воздействиями на окружающую среду технологии его отработки, переработки и использования.

Горючие сланцы представляют собой отложения глинистых, песчано-глинистых, известняковых и реже кремнистых формаций, содержащих от 15 до 50% органического вещества. Но происхождению и составу органического

вещества они подразделяются на гумусовые (углистые) и битуминозные. Бассейны гумусовых сланцев прогнозируются подобно лимническим угленосным бассейнам. Формирование битуминозных сланцев происходит ближе к той обстановке, в которой образуются паралические угли. Отсюда общие для них критерии. Для тех и других сланцев общими определяющими критериями прогнозирования служат формационные и стратиграфические. Битуминозные сланцы по составу входящих в них углеводородных соединений делятся на нефтяные, керосиновые, асфальтовые и озокеритовые. Может наблюдаться их сопряженность с газонефтяными месторождениями.

Нефть и газ в ископаемом виде связаны с дислоцированными толщами осадочных формаций. Нефтегазопродуктивность пластов коррелирует с коллекторскими свойствами пород. Наибольшие скопления приурочены к структурным ловушкам. Прогнозирование нефтегазоносных территорий определяет важнейшие направления в изучении геологии континентов и морской геологии. При этом кроме основного формационного анализа и комплекса критериев – геотектонического, палеогеографического, стратиграфического, литолого-фациального и структурного, большое значение приобретает геодинамический анализ.

4.3. Тектоно-металлогеническая основа прогнозирования

Как уже отмечалось, геологические и рудные формации и комплексы являются индикаторами определенных тектонических обстановок и металлогенических таксонов. Их связь на региональном уровне можно проследить практически во всех приведенных выше таблицах. Тектоно-металлогенический анализ, являясь основой регионального прогнозирования, осуществляется по совокупности рудоконтролирующих факторов или признаков. Роль этих признаков может быть определяющей в выделении перспективных блоков. Такие признаки являются высокоинформационными. Кроме того, при прогнозировании используют комплекс дополнительных

признаков, играющих вспомогательную роль. Они идентифицируются с прямыми и косвенными поисковыми признаками. При региональном прогнозировании повышают надежность прогнозирования, а при локальном прогнозировании на стадии поисков становятся ведущими, т.е. высокоинформативными. В то же время рудоконтролирующие факторы регионального уровня остаются в роли поисковых геологических предпосылок, или критериев.

Прежде чем приступить к региональному прогнозированию, необходимо определить геотектоническое положение в целом региона и его отдельных районов, провести их геодинамические палеореконструкции, увязав их с тектоно-минерагеническими стадиями эволюции литосферы. Затем следует перейти к тектоно-металлогеническому анализу, универсальными объектами которого являются структурно-формационные зоны (СФЗ) континентов и зон перехода со специфическим набором геологических формаций и комплексов, и соответствующих им полезных ископаемых (см. раздел 1.3).

В пределах СФЗ выделяются металлогенические зоны, угленосные, железорудные и другие бассейны, рудные районы (узлы), рудные поля и месторождения различных полезных ископаемых. Их изучение ведется в масштабах 1:200000 – 1:50000 и крупнее. Прогнозирование при этом имеет локальный характер. Оно осуществляется на основе выявленных при региональном прогнозировании закономерностей размещения полезных ископаемых различных формационных типов и локальных рудоконтролирующих факторов.

Среди рудоконтролирующих факторов важное значение имеют складчатые и разрывные структуры, с одной стороны, обуславливающие повышенную проницаемость рудоносных растворов, с другой стороны, формирующие структурные ловушки. Благоприятными для оруденения служат флексурные изгибы пластов, шарниры, своды и переклинные замыкания складок, где возникают участки внутри- и межпластовых отслоений и зоны повышенной трещиноватости.

Разрывные структуры представляют собой разломы и зоны трещиноватости. Их роль в рудообразовании определяется различно. Они могут быть рудопроводящими, рудораспределяющими, рудовмещающими, пострудными и рудогенерирующими. Весьма ценной является идея М.Ф.Фаворской, И.Н.Томсона и других о системе рудоконцентрирующих сквозных долгоживущих нарушений (разломов), секущих различные структурно-формационные зоны. Такие структуры контролируют размещение практически всех крупных и уникальных эндогенных рудных месторождений.

4.4. Геофизические критерии прогнозирования

Прогнозирование на основе интерпретации геофизических аномалий также может быть региональным и локальным. Региональные геофизические аномалии рассматриваются в качестве геологических предпосылок (критериев) поисков полезных ископаемых, а локальные служат поисковыми признаками. Как известно, геофизические аномалии, используемые в прогнозе, выявляются электро-, радио- и сейсмометрическими методами. Их геологическая интерпретация сводится к решению обратной задачи. Она заключается в выявлении (расшифровке) формационной, фациальной, геолого-генетической и структурной обстановок, обусловивших возникновение аномалий.

Региональные геофизические аномалии вызваны геолого-структурными неоднородностями больших участков литосферных плит (земной коры и верхней мантии). В разделе 1.1 отмечалась роль полосовых палеомагнитных аномалий при изучении тектоники литосферных плит. Широко известны региональные аномалии магнитного поля, типа КМА, вызванные толщами железисто-кремнистых формаций, залегающих на огромных территориях.

Локальные естественные физические поля имеют различную природу. Они являются производными петрофизических свойств горных пород и руд, слагающих геологические и рудные формации и комплексы, формы рудных тел (залежей) и структурных особенностей.

Благоприятное сочетание региональных и локальных рудоконтролирующих аномалий является основой для прогнозирования крупных месторождений.

Геофизические исследования могут предшествовать геолого-съёмочным и поисковым работам, на основании которых осуществляется прогноз. Они проводятся в масштабах 1:25000 – 1:50000, реже в масштабе 1:200000. При одновременном проведении геологической съёмки и поисков геофизические работы могут выполняться в профильном или площадном вариантах как на всей изучаемой территории, так и на отдельных наиболее перспективных ее участках в том же или более крупном масштабе. Интерпретация локальных геофизических аномалий позволяет экстраполировать их продуктивность на глубину.

Таким образом, геофизические критерии не только дополняют, уточняют и повышают надежность структурно-формационных критериев выявления перспективных территорий, но и дают информацию по их глубинному строению. Это касается как геологических формаций и комплексов и связанных с ними рудоконтролирующих структур, так и непосредственно рудных тел (залелей).

Объектом глубинного геологического картирования является поверхность складчатого или кристаллического фундамента, залегающего под покровом осадочных и вулканогенно-осадочных формаций. В структурах фундамента осуществляется прогнозирование оруденения. Объемное картирование предназначено для прогнозирования скрытого оруденения.

Геофизические критерии прогнозирования ликвационных сульфидных медноникелевых, пегматитовых слюдоносных, пьезооптического кварца, скарновых магнетитовых, медных и полиметаллических, метаморфогенных железорудных и многих других типов месторождений выявляются в результате использования в комплексе магнитометрического и электрометрического методов (рис. 2.1). Электрометрические методы, особенно в комплексе с

гравиметрическими, эффективно применять при прогнозировании формационных типов руд с сульфидной минерализацией.

Гравитационные аномалии в комплексе с магнитометрическими могут служить критериями прогнозирования рудных комплексов, связанных с ультрамафитовым или салитовым семействами интрузивных комплексов (рис. 2.2). Ультрамафитовые интрузии дают гравитационные максимумы, являющиеся критериями прогнозирования хромитового, титаномагнетитового и медно-никелевого оруденения. Салитовые интрузии и развитые по ним метасоматиты, с которыми связаны альбитит-грейзеновые и гидротермальные месторождения, характеризуются гравитационными минимумами с изометричной в плане формой.

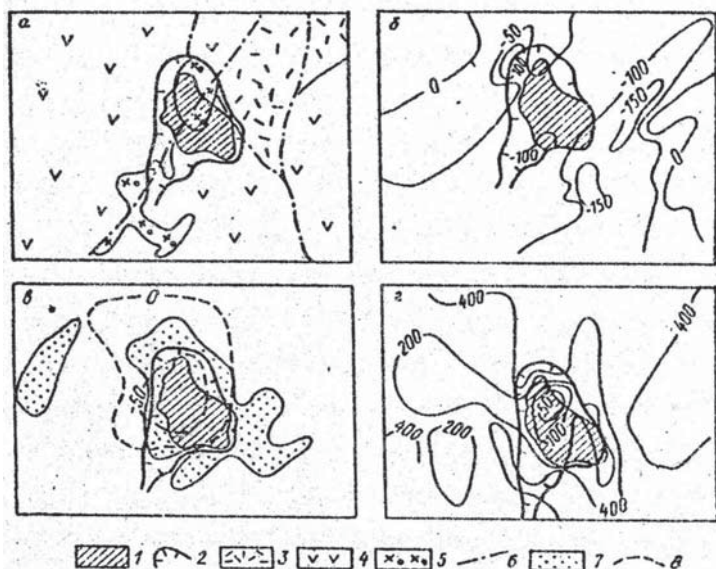


Рис. 2.1. Магнитометрические и электрометрические критерии прогнозирования полиметаллического оруденения на Николаевском рудном поле (по М.В.Семенову):

а – схематическая геологическая карта; б – план изодинам Z_a , нТл; в – план аномалий ВП и ЕП; г – план изолиний ζ_k (установка срединного градиента), Ом · м.

1 – проекция основных рудных тел на поверхность; 2 – проекция предполагаемого контура рудного поля; 3 – среднедевонские альбитофиры и их туфы; 4 – верхнедевонские алевролиты, диабазовые порфириты; 5 – кварцевые порфириты; 6 – разломы; 7 – аномалии ВП (η_k , 2%); 8 – контуры аномалий потенциала ЕП, мВ.

Наиболее эффективно использование комплекса гравиметрических и электрометрических методов при прогнозировании оруденения медноколчеданной или колчеданно-полиметаллической формаций.

Не подменяя далее учебные дисциплины геофизического профиля, приведем, согласно Е.В. Адьперовичу и соавторам [24], геофизические критерии оценки рудоконтролирующих объектов: приуроченность объекта к региональным аномалиям физических полей, фиксирующих металлогенические провинции и зоны; характер физических полей, наблюдаемых над объектом; физические параметры объекта; сравнительное положение контуров геофизических аномалий и геологических границ объекта на поверхности.

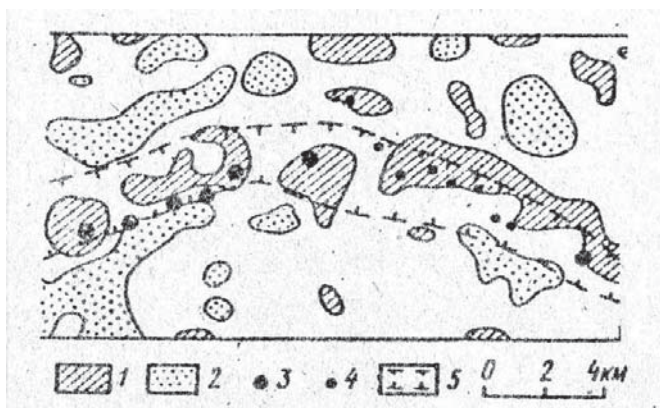


Рис. 2.2. Гравитационные критерии прогнозирования сульфидного медно-никелевого оруденения Печенгского рудного района (по Н.Н.Боровко):

1, 2 – площади, характеризующиеся редкими (1) и распространенными (2) сочетаниями сглаженных значений магнитного поля и его неоднородностью, локальных гравитационных аномалий с радиусом осреднения 750 и 3000 м и повышенного горизонтального градиента гравитационного поля; 3, 4 – медно-никелевые месторождения (3) и рудопроявления (4); 5 – прогнозируемые границы рудоносной зоны

При глубинном геологическом картировании прогноз рудных полей по геофизическим данным может осуществляться с использованием

автоматизированных прогнозных систем. Результаты такого прогноза приводятся в виде сводной карты (рис. 2.3), на которой по аналогии с эталонными объектами выделены потенциальные рудные поля и рудоносные структурно-вещественные комплексы.

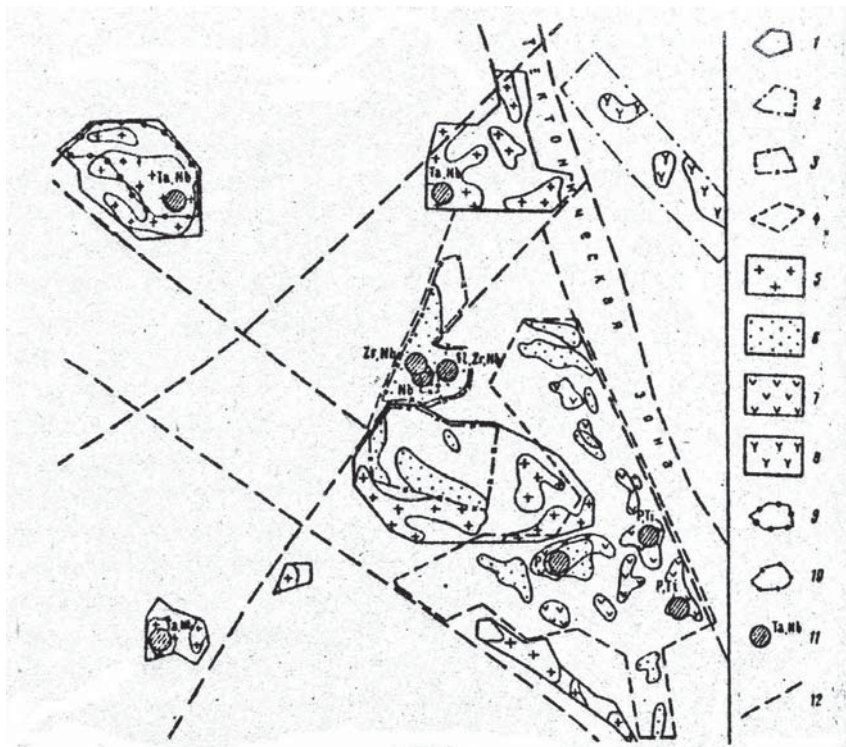


Рис. 2.3. Карта прогноза рудных полей по геофизическим данным с применением автоматизированных прогнозных систем (по А.Э.Бойко):

1 - 4 - предполагаемые, по геофизическим данным, границы потенциальных (прогнозируемых) и известных рудных полей, контролируемых: 1 - редкометалльными гранитоидами, 2 - комплексом щелочных и кислых пород, 3 - комплексом субщелочных и щелочных пород, 4 - комплексом базитов и ультрабазитов повышенной щелочности и щелочных; 5 - 8 - перспективные участки с предполагаемой минерализацией: 5 - тантал-ниобиевой, 6 - циркон-ниобиевой, 7 - фосфор-титановой, 8 - редкоземельной; 9 и 10 - эталоны для прогнозирования потенциальных рудных полей, контролируемых: 9 - редкометалльными гранитоидами, 10 - субщелочными и щелочными породами; 11 - эталоны для прогнозирования рудоносных структурно-вещественных комплексов; 12 - глубинные разломы.

4.5. Геохимические критерии прогнозирования

Геохимические исследования для решения задач по металлогении и прогнозированию проводятся в комплексе с геологической съемкой масштабов 1:200000 и 1:50000. При этом могут осуществляться геохимическое картирование и литохимическая съемка и применяться гидрогеохимический, биогеохимический и атмогеохимический методы. Их содержание, последовательность и методика выполнения приводятся в работах А.П.Соловова, А.А.Беуса, С.В.Григоряна, Н.Н.Боровко, Г.А.Голевой, Е.М.Квятковского, Г.Т.Скублова, А.А.Ковалевского, инструкциях ИМГРЭ, методических пособиях и рекомендациях ВСЕГЕИ.

Геохимическая специализация геологических формаций, интрузивных и субвулканических комплексов, характеризующаяся определенным набором индикаторных петрогенных и рудогенных элементов, является основным критерием их выделения и рудоносности. Геохимические индикаторы формируют в рудоносных формациях положительные или отрицательные аномалии, в которых содержание рудогенных элементов более чем в три раза отличается от локального фонового их содержания. Такое увеличение для некоторых рудогенных элементов, например Fe и Ti, соответствует величине коэффициента минимальной промышленной концентрации. То есть в геохимическую аномалию может вписаться или быть сопряженным с нею рудное тело (залезь), участок или даже месторождение в горизонтальную - более крупные металлогенические таксоны. Таким образом, на локальном уровне возникает понятие о геохимических околорудных ореолах рассеяния. Вполне понятно, что от пространственного положения ореолов рассеяния по отношению к рудообразованиям ореолы могут быть надрудными или подрудными в случае горизонтального или наклонного залегания тел, а также боковыми при вертикальном и субвертикальном залегании.

Распределение элементов-индикаторов в ореолах чаще всего носит не случайный, а закономерный характер. Закономерность распределения

элементов-индикаторов выражается их зональностью. Для каждого формационного типа оруденения определены ряды зональности элементов-индикаторов в различных видах геохимических ореолов (литохимических - эндогенных и экзогенных; гидрохимических и др.).

Таким образом, ряды геохимической зональности служат одним из наиболее важных отличительных признаков рудоформационных типов. Кроме того, дифференцированные по формационным типам ряды зональности основных элементов-индикаторов позволяют оценить уровень эрозионного среза. Для этого используют показатели зональности, вычисленные по отношению к мультипликативным коэффициентам надрудных или подрудных элементов-индикаторов. Такие эталонные отношения вычислены для многих формационных типов оруденения по результатам геохимического опробования по линейным подсечениям (например, по керну скважин, пересекающих рудопродуктивную толщу).

Репрезентативность выборки, оценивающей уровень эрозии аномалии, обеспечивается 10–20 линейными подсечениями по 8–10 элементам-индикаторам. При отсутствии эталонов можно использовать эмпирический коэффициент, вычисленный С.В.Григоряном для гидротермального оруденения. Его значение в надрудных частях ореола > 10000 , в рудных интервалах от 10000 до 0,1 и в подрудных частях $< 0,1$.

Согласно А.П.Соловову и П.А. Куршеву, геохимические аномалии подразделяются на три порядка: нулевого, первого и второго. При геохимических исследованиях масштаба 1:200000 осуществляют оконтуривание аномалий всех порядков. Это позволяет выявить закономерности размещения повышенных концентраций рудогенных элементов, геохимическую зональность аномалий, определить геохимическую специализацию геологических формаций, интрузивных и субвулканических комплексов, чтобы провести геохимическое районирование территории, наметить контуры потенциальных минерагенических зон и рудных районов (узлов) и, по возможности, оценить прогнозные ресурсы по категории Р₃.

Повышенного внимания заслуживают участки метасоматитов и геохимические барьеры.

Для прогнозирования представляют интерес аномалии первого и второго порядков как наиболее информативные признаки рудоносности. В их контур включаются пробы с содержанием элементов соответственно более чем с трехкратным или пятикратным, стандартным отклонением σ от среднего значения \bar{C} .

При геохимических исследованиях масштаба 1:50 000 объектами служат аномалии потенциальных рудных зон, полей, месторождений и отдельных участков (залежей), на которых могут проводиться поисковые работы. Оценка прогнозных ресурсов может осуществляться по элементам индикаторам. Эффективно применение геохимических методов при изучении погребенного оруденения (рис. 2.4).

Данные геохимических исследований масштабов 1:200 000 и 1:50 000 наносятся на прогнозно-геохимические карты, на которых выделяют наряду с аномалиями всех трех порядков коррелируемые с ними участки с пониженным содержанием элементов и благоприятными для оруденения структурно-формационными факторами.

Использование геохимических аномалий для количественной оценки прогнозных ресурсов приводится в разделе 5.2.

Итак, глубинное изучение рудоконтролирующих параметров следует осуществлять в комплексе с глубинным и объемным геологическим картированием и геохимическими исследованиями.

4.6. Петрофизический критерий прогнозирования

Астрофизические исследования с целью рудопрогнозирования проводятся в комплексе со структурными и петрохимическими исследованиями с использованием тектонофизической модели. Согласно М.В. Газовскому, тектонофизика представляет собой учение о механизме образования

деформационных элементов структуры земной коры, развивающейся на стыке трех наук – тектоники, физики и геофизики.

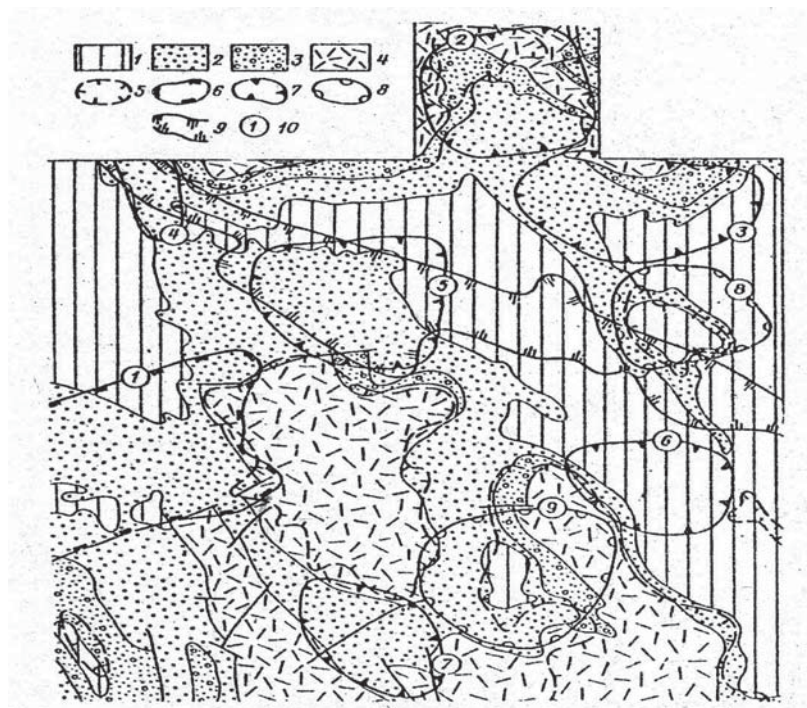


Рис. 2.4. Карта геохимических аномалий барит-свинцово-цинкового оруденения в кремнисто-карбонатных формациях (по Ф.Л. Думлер и соавторам):

1 - 2 - углистые терригенно-кремнисто-карбонатные формации: 1 - нижнекаменноугольные, 2 - верхнедевонские, вмещающие оруденение атасуйского типа; 3 - 4 - вулканогенно-терригенные формации: 3 - верхнедевонские красноцветные, 4 - нижне-, среднедевонские; 5 - границы обнаженных площадей; 6 - 9 - контуры аномальных геохимических полей: 6 - железо-марганцевых рудных объектов (Mn, Pb, Zn, Ag), 7 - барит-полиметаллических рудных объектов - надрудный верхне- и среднерудный уровни эрозионного среза (Zn, Pb, Ag, Ba, Hg, Mn, Si), 8 - барит-полиметаллических рудных объектов - нижнерудный уровень эрозионного среза; 9 - границы приразломной зоны аномалий; 10 - номера аномальных полей с установленным (1, 2, 4, 5) и предполагаемым (3, 6, 7) оруденением и неперспективных (8 и 9) сильноэродированных площадей.

Напомним, что петрофизика рассматривается как раздел геофизики о физических свойствах горных пород. Такой совокупный подход при структурно-петрофизическом анализе рудных полей разработан В.И.Старостиным [20].

На основе тектонофизического моделирования осуществляется реконструкция главнейших стадий трещинообразования и количественно оценивается их связь с тектоническими полями напряжений. Это позволяет определить рудоконтролирующую роль физико-механических параметров формационных вещественных комплексов при решении задач локального прогнозирования. Так, применительно к жильно-штокверковому вольфрамовому оруденению структурные и петрофизические критерии его прогнозирования разработаны в ВИМСе А.А.Фроловым, С.В.Беловым, А.А.Бурмистровым и другими.

В рудных полях жильно-штокверковой вольфрамовой минерализации наблюдается увеличение с глубиной и от центра прожилково-насыщенной части к периферии плотности, магнитной восприимчивости и удельного волнового сопротивления терригенных пород и салитовых магматических формаций и комплексов. Установленная при этом петрофизическая зональность с учетом возрастания структурной аномальности позволяет определить уровень эрозионного среза и осуществить прогнозную оценку оруденения. По мере увеличения уровня эрозионного среза происходит возрастание структурной, плотностной и магнитной аномальности.

Согласно А.А.Бурмистрову, петрофизический критерий продуктивности жильно-штокверкового молибден-вольфрамового оруденения оценивается десятикратной разностью значений коэффициентов упруговолновой аномальности рудовмещающих комплексов пород и продуктивной части, а структурно-петрофизический, кроме того, объемом её жильно-прожилковой массы.

Петрофизический критерий может также соответствовать показателю вертикальной петрофизической зональности жильно-штокверковой рудоносной

системы. Он определяется по соотношению наблюдаемых и фоновых значений плотности и магнитной восприимчивости пород рудовмещающего разреза. В совокупности со структурным критерием, определяемым в данном случае средней мощностью жил и прожилков, является основой оценки уровня эрозионного среза.

Контрольные вопросы для самопроверки

1. Что представляет собой отраслевое прогнозирование?
2. На чем базируется комплексное прогнозирование?
3. На каких видах исследований основано прогнозирование рудоносности?
4. Какие вы знаете критерии прогнозирования рудоносности?
5. Что рассматривается в качестве генетического фактора прогнозирования?
6. Как вы понимаете формационный критерий прогнозирования?
7. Как осуществляется тектоно-металлогенический анализ?
8. Что представляет собой геофизические критерии прогнозирования?
9. Чем характеризуются геохимические критерии прогнозирования?
10. В чем заключается структурно-петрофизический анализ?

Глава 5. Классификация прогнозных минеральных ресурсов и методы их количественной оценки

5.1. Классификация прогнозных минеральных ресурсов

Минеральные ресурсы – понятие широкого пользования. Они могут включать прогнозные ресурсы и геологические запасы. Прогнозные ресурсы характеризуются такой степенью изученности, минимум которой позволяет предварительно определить их промышленную ценность.

По степени изученности геологические запасы подразделяются на разведанные (категории А, В и С₁) и предварительно оцененные (категория С₂), а прогнозные ресурсы по степени обоснования делятся на категории Р₁, Р₂, Р₃ (табл. 6).

Геологические запасы с положительной экономической значимостью относятся к балансовым. Запасы, которые в ближайшее время использовать экономически нецелесообразно или технологически невозможно, являются забалансовыми. Балансовые запасы, выделяемые в Российской Федерации, отождествляются с рентабельными запасами, по классификации минеральных ресурсов в США (см. табл. 6). Забалансовые запасы и прогнозные ресурсы категории Р₁ соответствуют по этой классификации выявленным ресурсам, оцениваемым как условно рентабельными.

Прогнозные ресурсы Р₂ и Р₃ адекватны необнаруженным ресурсам. Причем ресурсы категории Р₂ соответствуют гипотетическим, а категории Р₃ – предположительным ресурсам.

Прогнозные ресурсы - это потенциальные запасы полезных ископаемых как известных, так и предполагаемых месторождений. Они оцениваются в границах рудоперспективных территорий и отдельных месторождений на основе благоприятных геологических предпосылок, выявленных в процессе геологического и других видов картирования, а также при геофизических и геохимических исследованиях. Оценка прогнозных ресурсов проводится до

глубины, доступной для эксплуатации при современном и на ближайшую перспективу технико-экономическом уровне разработки месторождений. При этом учитываются особенности качества и технологических свойств оцениваемого вида минерального сырья.

Таблица 6

Сопоставление классификаций минеральных ресурсов РФ и США

Степень промышленной ценности ↑	По классификации запасов месторождений и прогнозных ресурсов ГКЗ РФ			По классификации минеральных ресурсов горного дела и геологической службы США		
	Запасы и прогнозные ресурсы			Общие ресурсы		
	1. Геологические запасы			1. Выявленные ресурсы		
	Разведанные		Предварительно оцененные C ₂	Доказанные		Предварительно оцененные
	A+B	C ₁		Измеренные	Вычисленные	
	Балансовые			Рентабельные	Запасы	
	Забалансовые запасы		Прогнозные ресурсы P ₁		Ресурсы	
	2. Прогнозные ресурсы			Условно рентабельные	2. Необнаруженные ресурсы	
	P ₂	P ₃			Гипотетические	Предположительные
	↑ Степень геологической изученности и разведанности →			Степень геологической достоверности →		

Прогнозные ресурсы категории P₁ оценивают вероятностный прирост запасов при будущей разведке путем увеличения площади и глубины их распространения за пределы внешнего контура, обычно отождествляемого с контуром запасов категории C₂, а также за счет тел полезных ископаемых, выявленных ранее при поисках и ожидаемых при разведке. Эти ресурсы могут служить резервом прироста запасов категории C₂, иногда C₁; они учитываются при выборе объекта предварительной разведки.

Прогнозные ресурсы категории P₂ оценивают потенциальные запасы, вероятные для открытия месторождений на основе благоприятных

геологических предпосылок, выявленных при средне- и мелкомасштабном геологическом картировании, дешифрировании космических снимков, анализе результатов геофизических и геохимических исследований.

Прогнозные ресурсы, как и запасы, дифференцируются по видам полезных ископаемых, основным и сопутствующим компонентам. Они определяются по наличию в недрах без учета потерь и разубоживания при добыче и переработке. Сведения о прогнозных ресурсах учитываются при планировании крупномасштабных геологических съемок, поисково-оценочных и разведочных работ.

5.2. Методы количественной оценки прогнозных ресурсов

Геологическая оценка прогнозных ресурсов основывается на информативности рудоконтролирующих факторов и качественных признаков (параметров) оруденения. По этим факторам и параметрам может осуществляться также их количественная оценка. При этом используют либо методы прямого расчета, либо метод аналогии, либо методы экспертных оценок. Применение того или иного метода обусловлено геолого-структурными и формационно-металлогеническими особенностями исследуемых территорий и, конечно же, имеющимися по ним оценочным, прежде всего, геофизическим и геохимическим параметрам. Наиболее аффективен и достоверен комплексный подход при количественной оценке прогнозных ресурсов, учитывающий совокупность благоприятных геологических предпосылок и возможности дифференцированного по отдельным территориям использования указанных методов.

Методы прямого расчета прогнозных ресурсов основаны на корреляционной зависимости их величины от рудоконтролирующих факторов и качественных параметров. Такие зависимости могут выявляться эмпирически или обосновываться теоретически.

На эмпирическом уровне расчет прогнозных ресурсов может осуществляться различными методами. Геохимические, геофизические, геолого-статистические и другие методы позволяют дать количественный прогноз. Универсальными из них являются геохимические методы прогнозирования по результатам системного литохимического опробования первичных (эндогенных) или вторичных (экзогенных) потоков и ореолов рассеяния. Возможно также проведение количественного прогнозирования с использованием гидрогеохимического, биогеохимического или атмогеохимического методов. Хотя их назначение обычно больше поисковое, чем прогнозное.

При наличии корреляционных связей между оценочными параметрами руд и интенсивностью вызванных ими геофизических аномалий также можно провести количественное прогнозирование минеральных ресурсов прямым расчетом. Геофизические методы прогнозирования базируются в основном на результатах магнитометрических, гравиметрических, электрометрических и радиометрических исследований, проводимых в масштабе 1:200000 и крупнее.

Геохимические и геофизические методы позволяют количественно оценивать прогнозные ресурсы, соответствующие обоснованности категориям P_1 и P_2 .

При прогнозно-металлогенических исследованиях в масштабах 1:50000 и 1:200000 используются геолого-статистические методы прямых расчетов ресурсов как основных, так и сопутствующих компонентов. Например, можно определить прогнозные ресурсы редких халькофильных металлов на основании устойчивых связей их содержаний с содержаниями основных полезных компонентов – носителей этих металлов в сульфидных медно-никелевых, медно-колчеданных, колчеданно-полиметаллических, медно-молибден-порфириновых, сурьмяно-ртутных, золото-сурьмяных, вольфрамово-ртутных рудах.

Для целей количественного прогнозирования необходимо оценить глубину распространения оруденения на перспективных площадях.

Методике оценки прогнозных ресурсов по экзогенным потокам и ореолам рассеяния посвящены многочисленные работы А.П.Соловова, С.В.Григоряна и других исследователей. Расчеты прогноза сводятся к определению, прежде всего, площадной продуктивности рыхлых отложений в пределах потока или ореола. Она определяется как произведение площади влияния одной литохимической пробы на положительную разность содержания оцениваемого компонента в ней и фонового (среднего) содержания по объекту исследования, а также на коэффициент пропорциональности продуктивности относительно рудного тела. Затем, с учетом плотности рыхлых пород, определяется ресурс полезного компонента на метр углубки. Общая глубина прогнозирования по материалам литохимического опробования достигает 200 м. При этом могут вводиться коэффициенты на обедненные участки и величину эрозионного среза.

Непосредственно в пределах месторождений и рудных полей прогнозные ресурсы могут определяться по расчетным параметрам рудопродуктивных тел (залежей), установленных в процессе поисковых, поисково-оценочных и разведочных работ. Обычно такие ресурсы опираются на запасы категории C_2 . Другие их контуры по падению (ширине) и простиранию (длине) проводятся путем экстраполяции с учетом рудоконтролирующих факторов, геохимических и геофизических данных. Нижнюю границу глубокозалегающих прогнозных ресурсов можно определить по градиенту изменчивости на глубину параметров оруденения: суммарной длины рудных интервалов, средних значений мощности и качественных показателей по линейным подсечениям. Эти значения не должны быть ниже браковочных кондиций, устанавливаемых для исследуемого района (объекта).

Методы оценки прогнозных ресурсов по аналогии применяются при наличии детально опоскованных рудоносных площадей и разведанных на глубину запасов аналогичного с оцениваемым видом минерального сырья, достоверность которых подтверждена хотя бы частичной их отработкой. При этом возможно использование компьютерных методов геологического

прогнозирования, дающих возможность количественно оценить различные рудоконтролирующие факторы и выявить закономерности размещения перспективных площадей определенных рудных формаций на основе эвристического моделирования и распознавания образов.

При оценке прогнозных ресурсов по аналогии на формационной основе, прежде всего, устанавливаются площади развития рудоносных геологических формаций, интрузивных и субвулканических комплексов; затем на этих площадях выносятся эталонные рудные территории, позволяющие определить плотность оруденения, например удельную рудоносность, углелотность на единицу площади и т.д. Поскольку полного природного аналога оцениваемому объекту не существует, то требуется определить его степень приближения к аналогу (степень подобия) в долях единицы путем введения поправочных коэффициентов. Последние обуславливают возможность большого размаха крайних значений оценки и соответственно низкую достоверность прогноза, вплоть до полного его отрицания. Следует отметить, что подобные ошибки аналогии (интерполяции) могут иметь место при подсчете запасов.

Оценка прогнозных ресурсов категорий P_2 и P_1 с привязкой к выявленному оруденению может осуществляться с использованием приемов экстраполяции расчетных параметров по аналогии с подобными объектами. При этом методы оценки ресурсов приближаются к методам подсчета запасов, отличаясь от последних более низкой достоверностью исходных данных. Поэтому в обычные формулы подсчета для надежности на основе экспертной оценки вводят многократно понижающий коэффициент, определяемый по аналогии с расчетами параметров. При этом учитываются также результаты геофизических и геохимических исследований на оцениваемой территории.

Экспертная оценка прогнозных ресурсов осуществляется, как правило, группой специалистов по совокупности выявленных рудоконтролирующих факторов, прежде всего, генетических и формационных, а также геофизических и геохимических критериев, рассмотренных выше. Надежность прогноза при этом возрастает, если учитываются результаты

прямого расчета и аналогии, а также используют параллельные экспертизы по отдельным вопросам (разделам) или группе вопросов. Такой комплексный подход к оценке требует включения в группу экспертов специалистов различного профиля. Экспертная оценка каждого из них объективна в той её части, которая базируется на конкретных информативных признаках и имеет математическое обеспечение.

Экспертная оценка, выполненная в целом по объекту одним специалистом, по достоверности соответствует уровню авторской оценки. Она может приниматься лишь во внимание при планировании геологоразведочных работ. Вопросы экспертной оценки разрабатываются в ВИЭМСе.

Контрольные вопросы для самопроверки

1. Как по степени изученности подразделяются геологические запасы?
2. Что такое балансовые запасы? забалансовые запасы?
3. Что такое прогнозные ресурсы?
4. Как проводится оценка прогнозных ресурсов?
5. Как классифицируются минеральные ресурсы РФ?
6. На чем основывается геологическая оценка прогнозных ресурсов?
7. Какие методы используют при количественной оценки прогнозных ресурсов?

Предметный указатель

А

Авлакогены 12

Абстрактная формация 39, 40

Г

Геологические формации 35, 36

Геодинамическая реконструкция 13, 29, 30

Геоструктуры:

стабильные 12

раздвижения 12

скальвания 12

скольжения 12

Геодинамические карты 28, 29

Геологические запасы 102

Д

Дивергентные границы 11

К

Конвекция 9

Конвергенция 11

Конкретная формация 39, 40,

Критерии прогнозирования:

генетические 70

формационные 70

геофизические 91

геохимические 96

петрохимические 99

М

Металлогенические карты 26, 27

Методы оценки прогнозных ресурсов 105

Н

Нестратифицированные рудоносные комплексы 35, 44

О

Офиолиты 32

Оценка прогнозных ресурсов 107

П

Прогнозные ресурсы 102

Р

Рудная формация 38, 39

Рифт 22

Рудные комплексы 38, 43

Рудообразующие процессы 35

Рудопродуктивность геологических формаций 47

Рудопродуктивные структурно-формационные комплексы 48, 56, 64

С

Структурно-формационные комплексы 28

Субдукция 12

Структурно-формационные зоны 15, 26, 90

Структурно-формационные карты 26

Структурно-вещественный подход 40

Т

Тектоно-металлогенический анализ 89

Ф

Формации:

рудовмещающие 38

рудоносные 38

Список рекомендуемой литературы

1. Андросова Н.К. История становления учения о геологических формациях. Наука и современность. Сборник материалов XXXIII Международной научно-практической конференции. - Новосибирск: ЦРНС, 2014.
2. Андросова Н.К. Анализ геологических условий залегания целестина в данково-лебединских гипсоносных отложениях подмосковного бассейна. Маркшейдерия и недропользование, № 6, 2016.
3. Андросова Н.К., Милютин А.Г. Формационный анализ. Ч. 1: учеб. пособие. – М.: РУДН, 2016.
4. Андросова Н.К., Моралев В.М., Шеремет О.Г. Оценка достоверности прогнозирования эндогенного оруденения на основе космогеологической информации. Исследование Земли из космоса. № 4, 1992.
5. Геодинамический анализ при геологическом картировании (Методические рекомендации) Г.С. Гусев, М.В. Минц, Д.И. Мусатов и др.; отв. ред. Н.В. Межеловский – М.: Недра, 1989.
6. Геоисторический и геодинамический анализ осадочных бассейнов. – М.: (МПР РФ, РГЦ, Геокарт, МГУ), 1989.
7. Душин В.А. Основы формационного анализа: Учеб. пособ. Изд-во УГГГА, 1995.
8. Изучение офиолитовых комплексов при геологическом картировании под ред. Н.В. Межеловского, Г.С. Гусева, И.И. Абрамовича и др. – М.: Роскомнедра, Геокарт, МАНПО, 1994.
9. Ковалев А.А. Мобилизм и поисковые геологические критерии. – М.: Недра, 1985.
10. Ковалев А.А., Леоненко Е.И. Методика глубинного прогнозно-геодинамического прогнозирования. – М.: Недра, 1992.
11. Кривцов А.И. Прикладная металлогения. – М.: Недра, 1992.

12. Критерии прогнозной оценки территории на твердые полезные ископаемые под. ред. Д.В. Рундквиста, К.А. Маркова, Е.М. Михайлова, Н.Н. Предтеченского и др. – Л.: 1978.
13. Марин Ю.Б. Основы формационного анализа: учеб. пособие. – СПб, Санкт-Петербургский горный (технологический университет), 2004.
14. Милютин А.Г. Геология: учебник для вузов. 2-е изд., доп. – М.: Высшая школа, 2008.
15. Милютин А.Г. Эндогенное оруденение Корякско-Камчатской складчатой области. – М.: Недра, 1985.
16. Милютин А.Г., Андросова Н.К. Основы формационного анализа при прогнозировании полезных ископаемых: учеб. пособие для вузов. – М.: МГОУ, 1995.
17. Милютин А.Г., Калинин И.С., Карпиков А.П. Методика и техника разведки месторождений полезных ископаемых: учеб. пособие для вузов. – М.: Высшая школа, 2010.
18. Основы геодинамического анализа при геологическом картировании. – М.: Министерство природных ресурсов РФ, ВСЕГЕИ, Геокарт, МАНПО, 1997.
19. Основы металлогенического анализа при геологическом картировании. Металлогения геодинамических обстановок. – М.: Роскомнедра, Геокарт, МАНПО, 1995.
20. Океаны и материки: учеб. для вузов под ред. В.А. Садовниченко в 2-х кн.: 1 – Океаны, 2 – Материки. – М.: Изд-во МГУ, 2003.
21. Попов В.И., Запрометов В.Ю. Генетическое учение о геологических формациях. – М.: Недра, 1985.
22. Попов В.Е. Вулканогенно-осадочные месторождения. – М-Л.: Недра, 1979.
23. Принципы и методы оценки рудоносности геологических формаций. В 3-х т.: Т.1. – Осадочные формации. – Л.: Недра, 1984; Т.2. – Магматические

- формации. – Л.: Недра, 1982; Т.3. – Метаморфические формации. – Л.: Недра, 1986.
24. Прогнозно-металлические исследования при глубинном геологическом картировании. – М.: Недра, 1988.
 25. Прогнозно-металлические исследования при региональных геологосъемочных работах. – Л.: Недра, 1985.
 26. Рудоносность и геологические формации структур земной коры. Под ред. Д.В. Рундквиста, К.А. Марков, В.А. Трофимов, Ю.Г. Старицкий и др. – Л.: Недра, 1981.
 27. Старостин В.И., Игнатов П.А. Геология полезных ископаемых: Учебник для высшей школы. – М.: Академический проект, 2004.
 28. Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Развитие Земли: Учебник для геологов, геофизиков и географов. Под ред. академика РАН В.А. Садовниченко. – М.: Изд-во МГУ.
 29. Филатов Е.И., Ширай Е.П. Формационный анализ рудных месторождений. – М.: Недра, 1988.
 30. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. – М.: Изд-во МГУ, 1995.
 31. Цейслер В.М. Формационный анализ: учебник. – М.: Изд-во РУДН, 2002.
 32. Цейслер В.М. Основы учения о геологических формациях: учеб.-метод. пособ. – М.: Геокарт, ГЕОС, 2012.
 33. Шатский Н.С. Геологические формации и осадочные полезные ископаемые. Избр. тр.– М.: Наука, 1965. – Т.3.
 34. Экология. Геология недропользования: учебник для вузов. А.Г. Милотин, Н.К. Андросова, И.С. Калинин, А.К. Порцевский; под ред. А.Г. Милотина. – М.: Высшая школа, 2007.

Учебное издание

**Андросова Надежда Константиновна
Милютин Анатолий Григорьевич**

ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ

В двух частях

Часть 2

Издание подготовлено в авторской редакции

Технический редактор *Е.В. Попова*

Подписано в печать 29.08.2019 г. Формат 60×84/16.
Бумага офсетная. Печать офсетная. Гарнитура Таймс.
Усл. печ. л. 6,74. Тираж 500 экз. Заказ 1473.

Российский университет дружбы народов
115419, ГСП-1, г. Москва, ул. Орджоникидзе, д. 3

Типография РУДН
115419, ГСП-1, г. Москва, ул. Орджоникидзе, д. 3, тел. 952-04-41