

ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО ОБРАЗОВАНИЮ
ГОСУДАРСТВЕННОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ
ВЫСШЕГО ПРОФЕССИОНАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ
«ВОРОНЕЖСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ»

**ГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ**

Учебно-методическое пособие для вузов

Издательско-полиграфический центр
Воронежского государственного университета
2009

Утверждено научно-методическим советом геологического факультета 21 мая 2009 г., протокол № 9

Составители: И.П. Лебедев, Е.Х. Кориш, К.А. Савко, В.М. Холин

Рецензент д-р. геол.-минерал. наук, проф. В.Л. Бочаров

Учебно-методическое пособие подготовлено на кафедре полезных ископаемых и недропользования Воронежского государственного университета.

Рекомендуется для студентов 4 курса геологического факультета Воронежского государственного университета.

Для специальностей: 020304 – Гидрогеология и инженерная геология, 020306 – Экологическая геология

СОДЕРЖАНИЕ

Введение.....	5
1. Общие сведения.....	6
1.1. Основные понятия.....	6
1.2. Промышленная систематика полезных ископаемых.....	9
1.3. Площади распространения полезных ископаемых.....	11
1.4. Формы рудных тел.....	12
1.5. Строение руд.....	13
1.6. Генетическая классификация месторождений полезных ископаемых.....	18
2. Изучение вещественного состава, строения руд и вмещающих пород.....	19
2.1. Серия эндогенных полезных ископаемых.....	19
2.1.1. Группа собственно магматических месторождений.....	19
2.1.2. Группа карбонатитовых месторождений.....	22
2.1.3. Группа пегматитовых месторождений.....	23
2.1.4. Группа скарновых месторождений.....	25
2.1.5. Группа альбитит-грейзеновых месторождений.....	31
2.1.6. Группа собственно гидротермальных месторождений.....	32
2.1.7. Группа колчеданных месторождений.....	35
2.2. Серия метаморфогенных месторождений полезных ископаемых.....	36
2.2.1. Метаморфизованные месторождения.....	36
2.2.2. Метаморфические полезные ископаемые.....	37
2.3. Серия экзогенных месторождений.....	38
2.3.1. Группа месторождений выветривания.....	38
2.3.1.1. Поверхностные изменения месторождений полезных ископаемых.....	44
2.3.1.2. Зона вторичного сульфидного обогащения.....	45
2.3.2. Группа месторождений россыпей.....	46
2.3.3. Группа осадочных месторождений.....	47
3. Закономерности размещения месторождений.....	52
3.1. Геологические структуры рудных полей и месторождений.....	53
3.2. Периодичность формирования месторождений в истории Земли.....	57
3.3. Геотектонические обстановки размещения полезных ископаемых.....	58
3.4. Формирование месторождений с позиций концепции геосинклиналей и тектоники литосферных плит.....	65
4. Геологические предпосылки поисков полезных ископаемых.....	70
4.1. Принципы прогнозно-металлогенического районирования.....	71
4.2. Стадийность геологоразведочных работ.....	72
4.3. Основы подсчета запасов.....	74
5. Примеры промышленно-генетических типов месторождений полезных ископаемых.....	76

5.1. Серия эндогенных полезных ископаемых.....	76
5.1.1. Генетическая группа магматических месторождений.....	76
5.1.2. Группа карбонитовых полезных ископаемых.....	88
5.1.3. Группа пегматитовых месторождений.....	92
5.1.4. Группа скарновых месторождений.....	93
5.1.5. Группа альбитит-грейзеновых месторождений.....	98
5.1.6. Группа собственно гидротермальных месторождений.....	100
5.1.7. Группа колчеданных месторождений.....	109
5.2. Серия метаморфогенных полезных ископаемых.....	112
5.2.1. Класс регионально-метаморфизированных полезных ископаемых.....	112
5.2.2. Группа метаморфических полезных ископаемых.....	116
5.3. Серия экзогенных месторождений.....	117
5.3.1. Группа осадочных месторождений.....	117
Рекомендуемая литература.....	127
Указатель месторождений.....	128

ВВЕДЕНИЕ

В соответствии с Государственным стандартом высшего профессионального образования, утвержденного МО РФ 10.03.2000 г., по специальности 020804 – геоэкология, 020304 – гидрогеология и инженерная геология требования к обязательному минимуму по курсу «Геология полезных ископаемых» сводятся к следующему. Студент должен знать:

- генетические условия образования месторождений полезных ископаемых, их связь с геологическими формациями и структурами;
- главные типы рудных полезных ископаемых;
- геологические структуры рудных полей и месторождений, методы их исследования;
- геодинамические и структурно-петрографические факторы, контролирующие образование рудных месторождений;
- принципы прогнозно-металлогенического районирования;
- металлогеническая периодизация истории Земли;
- стадийность разведочных работ;
- геологические предпосылки поисков полезных ископаемых;
- основы подсчета запасов.

Необходимость настоящего пособия вызвана отсутствием учебных материалов по данному курсу для студентов гидрогеологической и геоэкологической специальностей. Опыт проведения лабораторных занятий убедил авторов в необходимости регулярно напоминать важнейшие сведения из ранее пройденных курсов минералогии и петрографии, без которых невозможно выработать четкие представления о вещественном составе месторождений полезных ископаемых большого числа генетических групп и классов. При изучении генетической классификации месторождений полезных ископаемых особое внимание следует уделить усвоению понятий генетических терминов, используемых учением о полезных ископаемых (например: ликвация, инфильтрация, кристаллизационная дифференциация, метасоматоз, и т.д.). Очевидно, что данного пособия недостаточно для полного усвоения всего объема знаний, соответствующих Государственному стандарту по названному курсу. Необходимо также пользоваться справочной, учебной и научной литературой, рекомендуемый список которой приведен в конце пособия.

Авторы выражают искреннюю благодарность М.Н. Новиковой за помощь в подготовке иллюстраций.

1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

1.1. ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ

Перед изучением коллекций образцов руд и вмещающих пород необходимо усвоить важнейшие понятия из курса «Геология месторождений полезных ископаемых» Приведем некоторые из них.

Полезное ископаемое – природное минеральное образование, которое может быть использовано промышленностью или из которого можно извлекать металлы или минералы для ее нужд.

Руда – минеральный агрегат, из которого технологически возможно и экономически выгодно извлекать металлы, их соединения или минералы с целью их промышленного использования.

Рудное тело – обособленное скопление полезного ископаемого (руды) среди горных пород. Оконтуривание рудного тела может совпадать с естественными геологическими границами раздела рудного минерального агрегата и вмещающих горных пород, а может быть проведено в соответствии с кондициями руд.

Кондиции руд – минимальные запасы и концентрации (содержания) ценных компонентов, а также максимально допустимое содержание вредных примесей в минеральном сырье, при котором возможна эксплуатация месторождения полезного ископаемого.

Как следует из определения, кондиции – категория, содержание которой меняется в соответствии с изменением потребностей и технических возможностей использования минерального сырья. Кондиции разрабатываются геологическими организациями и потребителями полезных ископаемых на основе материалов разведки месторождения.

Примерные кондиции для некоторых рудных месторождений приведены в табл 1.

Таблица 1

Кондиции для рудных месторождений

Металлы	Минимальные содержания, %	Минимальные запасы	Запасы крупных месторождений, тонн
Fe, Mn	20–25 %	$N \cdot 10^5$ т	$N \cdot 10^9$ т
Cu, Pb, Zn, Ni	0,4–1,0 %	$N \cdot 10^3 - N \cdot 10^4$ т	$N \cdot 10^7$ т
W, Mo, Sn, Hg, Li, Be	0,1–0,2 %	$N \cdot 10 - N \cdot 10^2$ т	$N \cdot 10^5$ т

U, Th	0,05–0,1 %	$N \cdot 10 - N \cdot 10^2$ т	$N \cdot 10^5$ т
Au, Pt	0,0005 % (5г/т)	$N \cdot 10^{-1}$ кг	$N \cdot 10^4$ т

Месторождение полезного ископаемого – участок земной коры с характерной геологической структурой, в котором полезное ископаемое (руда) залегает в количестве, достаточном для эксплуатации, и в качественном отношении удовлетворяющее требованиям промышленности.

Издавна существует разделение месторождений твердых полезных ископаемых на рудные (металлические) и нерудные (неметаллические). Согласно определению Л.Н. Овчинникова [11] *«рудные месторождения – это месторождения, во всех случаях образованные в результате концентрации металлов из рассеянного состояния»*. *«Месторождения нерудных полезных ископаемых – это обычно сама горная порода, возникновение которой может быть обусловлено совершенно иными факторами и механизмами, чем формирование рудых месторождений»*. Таким образом, существующее разделение имеет глубокий генетический смысл.

В минеральном составе руд следует различать *рудные минералы* и *нерудные (жильные)*. К рудным относятся минералы, ради которых ведется добыча полезного ископаемого с целью извлечения из них металлов или использования в промышленности. К жильным (нерудным) относятся минералы, уходящие в отвал при добыче рудных минералов. По концентрации рудных минералов визуальным образом принято различать: руды массивные (80–100 % рудных минералов), густо вкрапленные (50–80 %), средне вкрапленные (30–50 %), бедные вкрапленные (менее 30 %).

По преобладающей части рудных минералов различают типы руд.

1. Оксидные – к ним относятся большинство руд Fe (магнетит, гематит), Mn (гаусманит), Sn (касситерит), U (уранинит), Cr (хромит), Al (диаспор, бемит, гидраргиллит-гидрооксиды) и др.

2. Силикатные представлены, главным образом, неметаллическими полезными ископаемыми (слюды, асбест, полевые шпаты и т.п.).

3. Сернистые – в виде сульфидов, а также арсенидов и антимонидов включают руды, главным образом, цветных металлов – Cu (халькопирит, халькозин, борнит, ковеллин), Zn (сфалерит), Pb (галенит), Ni (пентландит, миллерит и др), Sb (антимонит), Hg (киноварь) и др.

4. Карбонатные руды представлены преимущественно рудами Fe (сидерит), Mn (родохрозит, манганокальцит), Pb (церуссит), Zn (смитсонит и др.), редких земель (паризит, бастнезит), а также неметаллических полезных ископаемых (калицит, доломит).

5. Сульфатные – руды Ba (барит), Sr (целестин) и др.

6. Фосфатные – руды сложены, главным образом рудами P и редких земель (апатитом, монацитом, ксенотимом и др.).

7. Галоидные руды сложены хлоридами и фторидами металлов (галит, сильвин, флюорит и др.).

8. Самородные руды представлены самородным золотом, серебром, платиноидами, редко медью.

Главные промышленные рудные минералы приведены в табл. 2.

Таблица 2

Основные промышленные рудные минералы

Химический элемент	Рудный минерал	Химический состав	Содержание главного металла в %	Извлекаемые примеси
Au	Самородное золото	Au		
Pt	Самородная платина	Pt		
Cu	Халькопирит	CuFeS ₂	34.5	In, Se, Te
	Халькозин	Cu ₂ S	79.8	
	Борнит	Cu ₅ FeS ₄	63.6	
Zn	Сфалерит	ZnS	67.0	Cd, Ga, In, Ta
Pb	Галенит	PbS	86.6	Ag, Se, Te
Mo	Молибденит	MoS ₂	60.0	Re, Se, Te
Hg	Киноварь	HgS	86.2	Se
Sb	Антимонит	Sb ₂ S ₃	71.7	
As	Арсенопирит	FeAsS	46.0	
	Реальгар	AsS	70.0	
	Аурипигмент	As ₂ S ₃	61.9	
Bi	Висмутин	Bi ₂ S ₃	81.8	Te
	Самородный висмут	Bi	100	
Ni	Миллерит	NiS	64.7	
	Никелин	NiAs	43.9	
	Пентландит	(Fe,Ni)S	22.0	Te, Te
Ag	Аргентит	Ag ₂ S	87.1	
Fe	Магнетит	Fe ₃ O ₄	72.4	V, Ge
	Гематит	Fe ₂ O ₃	70.0	
	Гетит	FeO(OH)	62.9	
Mn	Пирролюзит	MnO ₂	63.2	
	Псилимелан, вад	_m MnO.MnO _{2-n} H ₂ O	45–60	
	Манганит	Mn ₂ O ₃	62.4	
Cr	Хромит	FeCr ₂ O ₄	46.5	
Ti	Ильменит	FeTiO ₃	31.6	V
	Рутил	TiO ₂	60.0	

	Титаномагнетит	(ильменит в магнетите)	TiO ₂ - 12-16	Fe, V
Al	Боксит	Руда гидроксидов Al – гиббсита, бемита и диаспора (состав близок к Al ₂ O ₃ ·xH ₂ O)	39.1	Ga
Sn	Касситерит	SnO ₂	78.6	
	Станнин	Cu ₂ FeSnS ₄	27.5	In
W	Вольфрамит	(Fe,Mn)WO ₄	39,5	
	Шеелит	CaWO ₄	63,9	
Zr	Циркон	ZrSiO ₄	49,7	Hf
Ta, Nb	Танталит	FeTa ₂ O ₆	Ta ₂ O ₅ - 40-81	Nb
	Пирохлор	NaCaNb ₂ O ₆	Nb ₂ O ₅ -40-71,5	Ta
	Лопарит	NaCe(Ti,Nb) ₂ O ₆	Nb ₂ O ₅ - 8-12,8	Ta, Ce
TR-редкие земли	Монацит	(Ce,La....)PO ₄	TR ₂ O ₃ =70 %	
	Бастнезит	(Ce,La....)[CO ₃]F	TR ₂ O ₃ =75 %	
	Паризит	Ca(Ce,La....)[CO ₃] ₃ F ₂	TR ₂ O ₃ =61 %	
Ba	Барит	BaSO ₄	58,9	
Sr	Целестин	SrSO ₄	47,7	
P	Апатит	Ca ₅ [(PO ₄) ₃ (Oh,F,Cl)]	18,0	
S	Пирит	FeS ₂	46,6	
	Пирротин	FeS	60,4	
	Самородная сера	S		

Различают руды простые (извлекается один рудный минерал) и сложные (комплексные), из которых извлекается сразу несколько рудных минералов.

1.2. ПРОМЫШЛЕННАЯ СИСТЕМАТИКА ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Для практического применения минерального сырья наиболее пригодны классификации, основанные на группировке месторождений по промышленным потребителям продукции горно-добывающих предприятий. Согласно Инструкции по составлению и подготовке к изданию листов государственной геологической карты Российской Федерации различаются следующие группы и подгруппы месторождений полезных ископаемых.

Группа 1. Горючие ископаемые:

- 1) нефть и газ;
- 2) твердые горючие ископаемые (угли, сланец горючий, торф).

Группа 2. Металлические ископаемые:

- 1) черные металлы (Fe, Mn, Cr, Ti, V);
- 2) цветные металлы (Cu, Pb, Zn, Ni, Co, Mo, W, Sn, Al, Mg, Hg, As, Sb, Bi);

- 3) редкие металлы, рассеянные и редкоземельные элементы (Be, Li, Ta, Nb, Cd, Ge, Zr, TR_{Ce} – цериевая группа (четные лантаноиды: Ce, Nd, Sm, Gd, Dy, Er, Yb), TR_Y – иттриевая группа (нечетные лантаноиды: Pr, Pm, Eu, Tb, Ho, Tm, Lu, а также Y);
- 4) благородные металлы (Au, Ag, Pt, платиноиды: Ru, Rh, Pd, Os, Ir);
- 5) радиоактивные элементы (U, Th).

Группа 3. Неметаллические ископаемые:

- 1) оптические материалы (исландский шпат, кварц, флюорит);
- 2) химическое сырье (пирит, сера, флюорит, барит, алуни́т, бораты, известняк и др.);
- 3) минеральные удобрения: а) фосфатные (апатит, фосфорит, торфо-вивианит), б) калиевые, в) карбонатные (агрокарбонатные руды);
- 4) керамическое и огнеупорное сырье (кварц и кварцевые пески, полево́й шпат, пегматит керамический, каолин, глины огнеупорные и керамические, волластонит, дунит огнеупорный и др.);
- 5) абразивные материалы (корунд и наждак, гранат, пемза, диатомит, трепел, опока, камни точильные и полировочные);
- 6) горнотехническое сырье (асбест, мусковит, вермикулит, тальк, графит, магнезит, цеолиты);
- 7) драгоценные и поделочные камни (алмазы, изумруды, бирюза, лазурит, малахит, агат, халцедоны, чароит и др.);
- 8) строительные материалы: а) магматические породы, б) карбонатные породы, в) глинистые породы, г) обломочные породы;
- 9) прочие ископаемые (глауконит, глины буровые, битум, мумие и др.).

Группа 4. Соли (натровые, калиевые, сульфаты, селитры).

Группа 5. Подземные воды и лечебные грязи:

- 1) минеральные воды промышленные (бромные, йодные);
- 2) минеральные воды лечебные (сероводородно-углекислые, метановые, радоновые и др.);
- 3) термальные (теплоэнергетические) воды;
- 4) питьевые воды (пресные, слабосоленоватые);
- 5) грязи лечебные.

Обратите внимание: различие между редкими и рассеянными элементами состоит в том, что редкие элементы имеют свои собственные рудные минералы-концентраторы (например, циркон, касситерит), а рассеянные химические элементы извлекаются попутно, т. к. входят в кристаллические решетки рудных минералов в виде элементов – примесей.

1.3. ПЛОЩАДИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

В целях унификации терминологии, особенно полезной в прикладной металлургии, Л.Н. Овчинников [11], взяв за основу систематику Д.В. Рундквиста, предложил следующую систематику площадей распространения рудных полезных ископаемых (табл. 3).

Таблица 3

Типология площадей распространения рудных полезных ископаемых

Класс	Название	Площадь (в среднем), км ²
I	Планетарный металлогенический пояс	$N \cdot 10^7$
II	Металлогенический пояс, провинция	$N \cdot 10^{6-7}$
III	Металлогеническая область, система	$N \cdot 10^5$
IV	Структурно-металлогеническая зона	$N \cdot 10^{4-5}$
V	Металлогеническая зона, блок	$N \cdot 10^{3-4}$
VI	Рудная зона, район	$N \cdot 10^{2-3}$
VII	Рудный узел	$N \cdot 10^2$
VIII	Рудное поле	$N \cdot 10$
IX	Месторождение	$N \text{ км}^2$
X	Рудное тело	$N \cdot 10^{0.1-0.5}$ (0,1–0,5 км ²)

Объемы, горизонтальные сечения и запасы месторождений металлов связаны между собой, и в первом приближении все эти параметры зависят от «кларка» – среднего содержания металла в земной коре региона. Площади месторождений в среднем на порядок меньше площадей рудных полей, но разброс их значений весьма значителен. Средние площади жильных тел колеблются от 29 м² до 2700 м², т.е. в диапазоне двух порядков. Размеры площадей уральских колчеданных месторождений от 0,02 до 6,5 км², составляя в среднем 0,74 км².

Рудные залежи в земной коре редки и ограничены по размерам и массе сконцентрированного в них рудного вещества. По расчетам Л.Н. Овчинникова [11] даже суммарные учтенные запасы металлов всех известных месторождений составляют ничтожную часть ($2,5 \cdot 10^{-9}$) массы первых двух километров земной коры континентов. Масштабы накопления любого из металлов (запасы) определяются степенью распространенности – кларком каждого из них в земной коре. Подробно этот вопрос рассмотрен в работах Л.Н. Овчинникова.

1.4. ФОРМЫ РУДНЫХ ТЕЛ

Важным объектом изучения является *форма рудных тел*. Рудные тела имеют либо естественные геологические границы, либо оконтуриваются в соответствии с условиями данного вида полезного ископаемого. Формы рудных тел определяются различными факторами, прежде всего, генезисом, тектонической историей формирования месторождения, вещественным составом руд. Информация о форме рудных тел имеет важное значение как для направления поисковых, разведочных и эксплуатационных работ, так и для разработки представлений о генезисе месторождения. В природе существует огромное разнообразие форм рудных тел. В связи с этим следует воспользоваться справочником «Формы геологических тел (терминологический справочник)», в котором охарактеризовано более 2000 терминов, в том числе названия форм рудных тел [23]. В настоящем пособии приведены лишь важнейшие понятия.

Все разнообразие форм рудных тел удобно разбить на четыре группы: 1) изометричные, 2) плитообразные, 3) столбообразные и 4) тела сложной формы.

В группе изометричных тел различают рудные *гнезда* (до 10 м в поперечнике) и *штоки* (более 10 м в поперечнике). Следует помнить, что рудные штоки, в отличие от геологических (например, гранитных) моделируются формой шара и, как правило, на порядок меньше размеров геологических – интрузивных штоков.

В группе плитообразных тел различают рудные *жилы* и *пласты*. Рудные пласты представляют собой сингенетические (т.е. образованные одновременно с вмещающими их породами) тела. Рудные жилы, даже в случаях их конформного(согласного) залегания с вмещающими стратифицированными породами, представляют собой эпигенетические (наложенные) образования.

В группе столбообразных рудных тел различают *рудные столбы*, *трубки*, *седловидные жилы*. При этом следует различать рудные столбы морфологические (действи-

тельно столбообразной формы тела) и концентрационные. Последние представляют собой участки в пределах рудных тел любой формы, характеризующиеся максимально высокой концентрацией полезного компонента – рудных минералов или элементов.

Наиболее разнообразна морфология рудных тел сложной формы. Чаще всего это сложные жилы: сетчатые, рубцовые, лестничные, камерные и т.д.; штокверки. Последние представляют собой систему пересекающихся жил, прожилков, выполненных рудными минералами с образованием рудных тел сложной формы.

В случаях, когда морфология рудных тел недостаточно изучена, используется термин *рудная залежь*. При этом следует давать определение ее морфологии, например, пластообразная, линзообразная, жилообразная рудная залежь неправильной формы и т.п.

1.5. СТРОЕНИЕ РУД

Важной характеристикой руд является их строение – структура и текстура. Они характеризуют строение руды на разных уровнях организации минерального агрегата.

Структура – такое строение руды, которое определяется формой, размерами и взаимоотношениями минеральных индивидов (например: мелкозернистая, порфировая, гипидиоморфнозернистая и др.).

Текстура – строение руды, обусловленное формой, размерами и характером срастания минеральных агрегатов (например: массивная, полосчатая, сланцеватая и др.).

Важно иметь виду, что названия текстур не только образно отражают «рисунок» строения минерального агрегата, но и несут вполне определенную генетическую информацию. Например, при внешнем сходстве полосчатой и слоистой текстур генетически они различны. Подробное описание текстур и структур руд и вмещающих пород содержится в специальной справочной литературе [8], которой необходимо пользоваться при изучении коллекций каменного материала. Исследование структур и текстур проливает свет на многие важные особенности образования месторождений и необходимы для выбора технологии извлечения рудных минералов.

Видовое разнообразие текстур удобно разделить (по В.И. Смирнову [10]) на десять групп: массивная, пятнистая, полосчатая, прожилковая, сфероидальная, почковидная, дробленая, пустотная, каркасная, рыхлая. В каждой группе содержится различное количество генетических видов, например, в группе рыхлых текстур различаются обломочная, землистая и порошковая текстуры.

Приведем краткую характеристику наиболее распространенных текстур и структур горных пород и руд полезных ископаемых:

1. **Массивная** текстура принадлежит рудам равномерного мономинерального или полиминерального сложения, широко распространена во всех генетических типах руд.

2. **Плотная** текстура в отличие от массивной характеризуется аморфным строением, отсутствием кристаллических агрегатов. Характерна для вулканических образований (например, цезиевые вулканические стекла, обсидианы).

3. **Слоистая** текстура – разновидность из группы полосчатых текстур, образованная в результате последовательного наложения различных по составу и строению отложений. Характерна, главным образом, для осадочных, метаморфических образований.

4. **Полосчатая** текстура отличается чередованием полос различного минерального состава и структуры, или какими-либо другими признаками, сформированными в результате процессов магматической, пегматитовой, метаморфической, гидротермальной или экзогенной дифференциации вещества, а также метасоматическими процессами.

5. **Сланцеватая** текстура – наличие в породе более или менее параллельных плоскостей, наблюдаемых визуально, благодаря которым проявляется способность относительно легко раскалываться на пластинки. По генезису различают первичную и вторичную сланцеватость. Наиболее часто проявляется вторичная сланцеватость, возникающая при метаморфизме; ориентированными обычно являются те минералы, которые образуют пластинчатые или призматические формы. Плоскости вторичной сланцеватости обычно располагаются перпендикулярно к давлению, господствующему при образовании сланцеватости.

6. **Плойчатая** текстура (синоним – гофрированная) – текстура слоистых или сланцеватых пород, в которых наблюдается мелкая ассиметричная (плойчатая) складчатость, возникающая в результате пликативных (пластичных) деформаций.

7. **Гнейсовая** текстура применяется для обозначения текстурной директивности интенсивно метаморфизованных горных пород – гнейсов, мигматитов, амфиболитов. Наиболее характерной чертой является примерно параллельная ориентировка минералов или агрегатов минералов в породе.

8. **Трахитоидная** текстура характеризуется субпараллельным расположением длиннотаблитчатых индивидов полевого шпата или эгирина полнокристаллических магматических горных пород (гранитов, люавритов и др.). Трахитоидность возникает как результат течения полностью не закристаллизованных магматических масс.

9. **Такситовая** текстура руд или горных пород, состоящих из участков различного минерального состава и (или) различной структуры (например, зернистости).

10. **Брекчиевая** текстура и структура характеризуются наличием в породе угловатых обломков и цементирующей массы, отличающейся от обломков или минеральным составом, или структурой, или генезсом.

11. **Брекчевидная** текстура и структура – в отличие от брекчиевой, содержит обломки с заovalенными формами, образованными в результате тектонической транспортировки обломков и их взаимодействием с цементирующей массой.

12. **Вкрапленная** текстура характеризуется наличием относительно редко рассеянных рудных минералов в виде включений метакристаллов и их агрегатов в основной нерудной массе. Образуется в результате непосредственной кристаллизации магмы, или в результате метасоматических процессов.

13. **Пятнистая** текстура характеризуется наличием в породе (в руде) пятен, отличающихся от основной ткани составом, иногда структурой. Пятна обычно возникают в результате зачаточной кристаллизации минералов и образования порфиробластов (например, при контактовом метаморфизме и т.п.).

14. **Прожилковая** текстура характеризуется развитием прожилков рудных и жильных минералов по трещинам, пересекающим породу или руду в зонах брекчирования или по трещинам отдельности, сланцеватости, усыхания. Мощность прожилков от долей мм до 2 см., реже больше. Наиболее тонкие прожилки называются просечками (последние не выходят за пределы границ материнских осадочных пород), текстура, образованная такими прожилками, называется прожилковой.

15. **Крустикафигионная** текстура (структура) образуется в результате крустификации – процесса отложения корок, т.е. концентрических минеральных новообразований на обломках горных пород, на минералах, раковинах и других органических остатках; минеральные индивиды зачастую удлинены перпендикулярно контурам обломков.

16. **Друзовая** текстура (или структура) характеризуется наличием первоначально незаполненных пустот, возникших в процессе затвердевания породы. На стенках пустот нарастают минералы пневматолитового или гидротермального происхождения.

17. **Графическая** (письменная) структура характеризуется прорастанием одного минерала в другом так, что минерал, присутствующий в меньшем количестве, включается в другой в виде вростков, напоминающих по форме клиновидные письмена и имею-

щих одинаковую оптическую ориентировку. Эта структура обычно (но не всегда) является результатом кристаллизации по типу эвтеттики.

18. **Натечная** текстура образуется в процессе затвердевания и дегидратации коллоидных и метакolloидных растворов; вероятно, натечные агрегаты представляют собой форму отложения не только коллоидного, но и кристаллического вещества. Натечные агрегаты известны для ряда минералов, например, гетита, гидрогетита, малахита, арагонита, опала, мельниковит-пирита, настурана и др. Морфологические виды натечных и коллоидных текстур – почковидная, конкреционная, сталактитовая, сталагмитовая, натечно-скорлуповатая и др.

19. **Корковая** текстура часто характеризует отложения гипергенных минералов в виде корок различной толщины на стенках трещин и пустот в горных породах и рудах. Форма корок определяется формой полостей; наружная поверхность корок гладкая или бугорчатая. Структуры корковых минералов разнообразные: коллоидные, скрытокристаллические и зернистые. Корковая текстура типична для зоны окисления и имеет тесную связь с жеодовой, почковидной, сталактитовой и т.п.

20. **Конкреционная** текстура (структура) характеризуется наличием в породе конкреций – минеральных тел, отличающихся от вмещающей породы по составу и структуре. Конкреции формируются за счет концентрации рассеянных компонентов вмещающей среды и роста минеральных агрегатов от одного или многочисленных центров. Центрами роста иногда оказываются посторонние тела. Конкреции формируются в процессе седиментации или при последующем преобразовании осадков.

21. **Секреционная** текстура формируется при выполнении небольших пустот более или менее изометричной формы. Выполнение полости происходит от периферии к центру. Корки минералов и минеральных агрегатов секреции имеют коллоидное, скрытокристаллическое и волокнистое строение. В случае сохранения пустоты в центральной зоне образуется жеодовая текстура.

22. **Кавернозная** текстура образуется в связи с процессами выщелачивания (реже – пористостью лав), с образованием каверн – полостей, превосходящих размеры обычных пор, но имеющих объем меньший, чем пещера.

23. **Каркасные** текстуры образуются при глубоком выщелачивании и окислении горной породы или руды; «каркасы» представляют собой систему перегородок и пустот: перегородки слагаются устойчивыми минералами, например кварцем, халцедоном, гетитом, гидрогетитом и др. Ячеистые каркасы с округлой формой пустот (каркасная ячеи-

стая текстура) образуются в результате выщелачивания мономинеральных агрегатов, сложенных изометричными зернами. Ящичные каркасы с пустотами прямоугольной и треугольной формы развиваются при замещении сульфидов и карбонатов по трещинкам спайности и отдельности (каркасная ящичная текстура).

24. **Порошковая** текстура характеризует сложение рыхлого минерального агрегата, состоящего из минеральных зерен или коллоидных частиц.

25. **Землистая** текстура свойственна рыхлым порошковатым массам аморфного и скрытокристаллического вещества (например, гидроокислы марганца или тонкодисперсного пирита и мельниковита).

26. **Пористая** текстура породы (руды) с более или менее обильными пустотами – порами, не заполненными вторичными минералами. Различают первичную и вторичную пористость. Первичная пористая текстура образуется одновременно с образованием породы (руды); вторичная – в результате частичного выщелачивания. Пористой текстуре противопоставляется компактная, сливная, массивная или плотная текстуры.

27. **Оолитовая** текстура разновидность сфероидальной группы текстур; характерна для осадочных пород, сложенных оолитами – шарообразными или эллипсоидальными аккреционными образованиями размером 0,25–2 мм. Обычны концентрические и радиальнолучистые структуры оолитов, рассматриваемые как свидетельство их роста от центра к периферии.

28. **Нодулярная** текстура является разновидностью пятнистой или сфероидальной группы текстур и характерна для ликвационных хромшпинелидовых и медно-никелевых руд. Отдельные пятна – нодулы рудных минералов и их агрегатов диаметром 3–15 мм обладают овальной, округлой или сфероидальной формой с резкими границами. Нодулы обособляются в процессе ликвации. Параллельная вытянутость их обусловлена течением в магме при ее кристаллизации.

29. **Миндалекаменная** текстура характерна для вулканических пород, округлые или эллипсоидальные поры которых заполнены более поздними минералами: кварцем, халцедоном, карбонатами, цеолитами и другими постмагматическими продуктами.

30. **Сидеронитовая** структура представляет собой разновидность гипидиоморфно-зернистой структуры (структура срастания зерен различной степени идиоморфизма – идиоморфных, гипидиоморфных, аллотриоморфных). Она характеризуется срастанием идиоморфных зерен нерудных минералов (оливин, пироксены, амфиболы, плагиоклазы)

с ксеноморфными зернами рудных минералов (магнетит, ильменит, пирротин, пентландит, халькопирит и др.). Типична для руд позднемагматического генетического класса.

1.6. ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Генетическая систематика месторождений полезных ископаемых, основанная на достижениях в области знаний о геологических и физико-химических условиях их формирования, имеет большое значение, прежде всего, для целей металлогенического, минерагенического анализа и прогнозирования новых ресурсов минерального сырья. Студенту необходимо глубоко изучить современную генетическую классификацию, а также усвоить ее иерархию – серии, группы, классы, подклассы, формации полезных ископаемых. Все полезные ископаемые рассматриваются в рамках трех генетических серий: эндогенных, экзогенных, метаморфогенных месторождений (табл. 4).

Таблица 4

Генетическая классификация месторождений полезных ископаемых

Серия	Группа	Класс (подкласс)
Эндогенная	Магматическая	Ликвационный
		Раннемагматический
		Позднемагматический
	Карбонатитовая	Магматический
		Метасоматический
		Комбинированный
	Пегматитовая	Простые пегматиты
		Перекристаллизованные
		Метасоматически замещенные
		Десилицированные
	Скарновая	Известковые скарны
		Магнезиальные скарны
		Силикатные скарны
	Альбитит-грейзеновая	Альбититовый
		Грейзеновый
	Гидротермальная	Плутоногенный-гидротермальный
		Вулканогенный-гидротермальный
		Амагматогенный-стратиформный
		Метаморфогенно-гидротермальный
	Колчеданная	Гидротермально-осадочный
Гидротермально-метасоматический		

		Комбинированный
Экзогенная	Выветривания	Остаточный
		Инфильтрационный
	Осадочная	Механически осадочные
		Химически осадочные
		Биохимически осадочные
		Вулканогенные осадочные
	Россыпей	Элювиальных россыпей
		Пролювиальных
		Аллювиальных (косовой, русловой, долинный, террасовый)
Литоральных (океанический, морской, озерный)		
Метаморфогенная	Метаморфизованных	Регионально-метаморфизованных
		Контактово-метаморфизованных
	Метаморфических	

2. ИЗУЧЕНИЕ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА, СТРОЕНИЯ РУД И ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

2.1. СЕРИЯ ЭНДОГЕННЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

2.1.1. Группа собственно магматических месторождений

Группа магматических месторождений включает три генетических класса: ликвационные, раннемагматические и позднемагматические полезные ископаемые.

Класс ликвационных месторождений. К нему относят месторождения, образованные в результате ликвации – процесса разделения магмы при понижении температуры расплава на две несмешиваемые жидкости – рудную и силикатную – с последующей их кристаллизацией; это один из главных способов докристаллизационной дифференциации магмы. Наиболее продуктивны расслоенные сложнодифференцированные гипабиссальные интрузии габбро-норитового, габбро-перидотитового составов, дуниты, габбро-пироксениты, платформенные интрузивы щелочных пород (нифелиновые сиениты, йолиты, уртиты, фойяиты). Вмещающими породами ликвационных руд являются сами материнские породы, но имеются и случаи внедрения ликвационных руд в комплекс пород, вмещающих интрузивные массивы.

Формы рудных тел ликвационных руд разнообразны: расслоенные залежи, линзы и неправильной формы тела приконтактовых руд, пластовые и линзообразные залежи дон-

ных массивных и прожилково-вкрапленных руд; жилы и сульфидно-силикатные штоки; висячие залежи вкрапленных руд (обычно пластовой формы); эпиггенетические тела сложной формы. Такое разнообразие форм рудных тел характерно, прежде всего, для сульфидных руд, которым свойственна высокая мобильность на всем протяжении времени раскристаллизации силикатной магмы и последующего охлаждения материнских интрузивных горных пород.

Важнейшие рудные минералы: хромит (FeCr_2O_4), пентландит ($(\text{FeNi})_9\text{S}_8$), пирротин (FeS), халькопирит (CuFeS_2), пирохлор ($\text{NaCa Nb}_2\text{O}_6(\text{OH},\text{F})$), лопарит ($\text{NaCeTi}_2\text{O}_6$) и др.

Текстуры ликвационных руд разнообразны, чаще всего – массивные, вкрапленные, прожилково-вкрапленные, полосчатые, брекчиевые.

Примеры месторождений. Наиболее характерными являются месторождения ликвационных медно-никелевых руд с типичной пирротин-халькопирит-пентландитовой минеральной ассоциацией. Крупнейшие среди них: Норильское (Россия, Красноярский край), Монче-Тундра, Печенга (Россия, Кольский п-ов), Мамонское, Подколотновское, Еланское (Россия, Воронежская область), Садбери (Канада), Бушвельдский комплекс (ЮАР, Африка). Они имеют очень большое промышленное значение как источники никеля, меди, а также платиноидов (платины, осмия ирридия), и кобальта, извлекаемых попутно.

Промышленно значимыми являются ликвационные хромитовые руды Бушвельдского комплекса (ЮАР), Кимперсайского месторождения (Южный Урал, рис. 5.1), Великой Дайки (Родезия).

Ликвационный генезис установлен для некоторых месторождений редких металлов – танталла и ниобия, а также редких земель – лопаритовых руд в расслоенных массивах щелочных горных пород Хибинского и Ловозерского массивов (Россия, Кольский п-ов).

Класс раннемагматических месторождений включает полезные ископаемые, сформированные в результате обособления ранних фракций минералов кристаллизационной дифференциации. Кристаллизационная магматическая дифференциация – разделение твердых фаз магмы в процессе кристаллизации, обусловленное перемещением и пространственным обособлением возникающих минералов под влиянием сил гравитации или конвекции магмы – является основным механизмом разделения магматических расплавов. Матринскими и вещающими раннемагматических руд являются, главным образом, ультраосновные и основные магматические горные породы глубинных зон магмогенерации – перидотиты, кимберлиты, лампроиты, габброиды. Важнейшими рудными

ми минералами раннемагматических месторождений являются алмаз, хромит, ильменит, характерной особенностью которых является более высокий идиоморфизм по сравнению с поздней кристаллизовавшимися нерудными силикатами. Раннемагматический генезис алмазов в кимберлитах и лампроитах определяется по наличию парагенетической ассоциации оливин-пироп-алмаз раннемагматической стадии кристаллизации.

Примеры месторождений. Наиболее промышленно важными являются месторождения алмазов в кимберлитах: трубка «Мир» (рис. 5.4), «Удачная» в Сибири, «Пионерская» и др. в Архангельской области, многочисленные трубки Африки и др. – и в лампроитах (месторождения Австралии) – а также раннемагматические хромитовые руды (Кимперсайское месторождение) и титано-магнетитовые руды (Кусинское месторождение).

Класс позднемагматических месторождений включает полезные ископаемые, формирование которых обусловлено остаточными расплавами, в которых рудные минералы кристаллизовались позднее главной массы нерудных породообразующих минералов. Материнские и вмещающие породы те же, что и для вышеописанных классов, за исключением кимберлитов и лампроитов. Рудные тела, как правило, не выходят за пределы материнских пород. Форма их достаточно разнообразна: линзы, трубы, гнезда и полосы массивных, вкрапленных руд, жилы, вкрапленные руды шпирообразной, лентовидной, неправильной формы.

Важнейшие рудные минералы: хромит, ильменит, рутил, магнетит, гематит, апатит, лопарит, пироксид.

Текстуры руд достаточно разнообразны – массивная, полосчатая, пятнистая, вкрапленная, сидеронитовая, брекччевидная и др. Характерная особенность позднемагматических руд – резкая ксеноморфность рудных минералов и их обособлений по отношению к силикатным минералам главной фазы кристаллизации материнских горных пород.

Примеры месторождений: Сарановское, Кимперсайская группа (Южный Урал, хромитовые); Кусинское (титано-магнетитовых руд, рис. 5.5); Лебяжинское (Урал), Кируна-вара (Швеция апатит-магнетитовые руды); Хибинское (Кольский п-ов, апатитовое).

Согласно новым данным, приведенным Л.Н. Овчинниковым [11], знаменитые Кимперсайские хромитовые месторождения формировались в значительной мере также из рассеянного хрома на стадии метаморфических преобразований гипербазит-базитовых комплексов при оливинизации пироксена и серпентинизации гипербазитов.

2.1.2. Группа карбонатитовых месторождений

Карбонатиты – эндогенные существенно карбонатные горные породы (кальцитовые – севиты, доломитовые, анкеритовые и др), пространственно и генетически ассоциирующие со сложными интрузиями ультраосновного-щелочного состава.

Материнские и вмещающие породы карбонатитов: уртиты, йолиты, нифелиновые сиениты, сиениты, фениты, дуниты, перидотиты, щелочно-ультраосновные лавы и др.

Формы рудных тел. Залежи карбонатитов образуют штоки, эруптивные трубки и дайки, конические, кольцевые, радиальные дайки.

Важнейшие рудные минералы и их ассоциации: магнетит, апатит; перовскит, монацит, бастнезит, паризит, колумбит, шорломит, бербанкит, флогопит, флюорит и др. Типичные жильные минералы: кальцит, доломит, анкерит, мелилит, нифелн, канкринит, диопсид, форстерит.

Текстуры руд: массивная, вкрапленная, полосчатая, флюидальная, узловатая, иногда плейчатая.

Околорудные изменения. Наиболее характерна *фенитизация* – щелочной метасоматизм с привнесением K и Na, либо одного Na с образованием в конечном итоге пород близких по составу к сиенитам или щелочным гранитам.

Важнейшие рудные формации карбонатитовых месторождений:

- 1) апатит-магнетитовая (минеральные удобрения, железные руды);
- 2) флогопитовая (флогопитовое сырье);
- 3) перовскит-титаномагнетитовая (руды редких металлов – Nb, редкоземельных металлов – Ce, титаномагнетитовые руды);
- 4) гатчетолит-пироклоровая (руды Nb-Ta, редкоземельные);
- 5) колумбит-бастнезитовая (руды Ta, редкоземельные руды цериевой группы);
- 6) бастнезит-паризит-монацитовая (редкоземельные руды церий-лантанового ряда);
- 7) флюоритовая (флюоритовое сырье).

Рудные формации карбонатитов занимают определенное положение в вертикальном разрезе карбонатитовых массивов и ассоциируются с соответствующими материнскими горными породами. [20, 21].

Важнейшие рудные минералы (подчеркнуты извлекаемые металлы, минералы) карбонатитовых руд:

Магнетит – Fe_3O_4 , апатит – $Ca_5(PO_4)_3$, перовскит – $CaTiO_3(Ce, Nb)$, монацит – $(Ce, La)PO_4$, бастнезит – $CeCO_3F$, паризит – $Ca_3Ce_3(CO_3)_5F_3$, пироклор –

NaCaNb₂O₆(FOH), колумбит – Fe Nb₂O₆, бербанкит – NaSrCaCe(CO₃)₅, гатчетолит – (CaU)₂ (Nb Ti)₂O₆(OH), флогопит – KMg₃AlSiO₃O₁₀(OH)₂, лопарит – NaCeTi₂O₆, баддеилит – ZrO₂, флюорит – CaF₂.

Жильные: кальцит – CaCO₃, доломит – CaMg(CO₃)₂, анкерит – Ca(MgFe)CO₃, нифелин – NaAl SiO₄, форстерит – MgSiO₄, диопсид – CaMgSi₂O₆, мелилит – NaCaAl₃Si₃O₁₄.

Примеры месторождений. Карбонатиты размещаются исключительно на платформах и щитах. Они известны на площадях тектоно-магматической активизации разбитых крупными тектоническими расколами. Наиболее многочисленны карбонатитовые массивы в пределах Восточно-Африканского рифта, довольно широко распространены они также на Южно-Американской, Индийской и Австралийской платформах. В России месторождения карбонатитов известны в различных регионах Русской плиты: в пределах Балтийского щита («Ковдорское» – Карелия и др.), Воронежского кристаллического массива (Дубравинское, КМА). На Сибирской платформе также известны карбонатитовые массивы. Недавно разведано крупнейшее в мире месторождение редких металлов и редких земель «Томтор» (Якутия) [24].

2.1.3. Группа пегматитовых месторождений

К пегматитовым относят месторождения, локализованные в пегматитовых телах. *Пегматиты* – разнозернистые грубозернистые (до гигантозернистых) горные породы, залегающие в виде жил, линз, неправильной формы гнезд, штокообразных и других тел, главные минералы которых те же, что и материнских (магматических или метаморфических) горных пород. Принято различать пегматиты чистой линии, залегающие среди материнских горных пород (гранитах, гнейсах, мигматитах и т.д.), и пегматитовые тела линии скрещивания, залегающие в чужеродных вмещающих породах (например, в амфиболитах, мраморах, кальцифирах и т.д.).

Важнейшие рудные минералы пегматитов: берилл – Be₃Al₂(Si₆O₁₈), топаз – Al₂[SiO₄](F,OH)₂, циркон – Zr[SiO₄], ортит – Ce₂FeAl₂O(OH)[SiO₄][Si₂O₇], монацит – (CeLa)[PO₄], колумбит – FeNb₂O₆, танталит – FeTa₂O₆, уранинит – UO₂, лепидолит – K₂Li₃Al₅[Si₆O₂₀]F₄, сподумен – LiAlSi₂O₆, поллуцит – CsAlSiO₆, корунд – Al₂O₃, касситерит – SnO₂, молибденит – MoS, мусковит – KAl[AlSi₃O₁₀](OH)₂, амазонит, микроклин – KAlSi₃O₈, альбит – Na[AlSi₃O₈], кварц – SiO₂.

Генетическая классификация. Пегматитовые месторождения распределяются по следующим генетическим классам (по В.И. Смирнову): простые пегматиты, перекристалли-

зованные пегматиты, метасоматически замещенные пегматиты, десилицированные пегматиты [20, 21]. Не следует путать с петрографическим подходом к классификации пегматитов по минеральному составу. В минеральном составе пегматитов преобладают силикаты и оксиды. Наиболее распространены гранитные пегматиты. Они сложены калиевым полевым шпатом, плагиоклазом, кварцем и биотитом; кроме главных пегматитообразующих минералов здесь могут присутствовать в разной концентрации: сподумен, мусковит, турмалин, гранат, топаз, берилл, лепидолит, флюорит, апатит, циркон, минералы других редких элементов, а также урана, тория, редких земель. Щелочные пегматиты состоят из микроклина или ортоклаза, нефелина или содалита, эгирина, арфедсонита, апатита, а также минералов циркония, титана, ниобия и редких земель. Пегматиты ультраосновных и основных магм – бронзититы, габбро-пегматиты и др. – наблюдаются в природе редко. Они сложены основным или средним (лабрадор-андезин) плагиоклазом, ромбическим пироксеном, в меньшей степени оливином, амфиболом, биотитом с примесью апатита, гаранта, сфена, циркона, титаномагнетита, иногда сульфидов.

Класс простых пегматитов характеризуется простотой строения пегматитовых тел. Обычно развиты: эндоконтактовая аплитовая зона, следующие за ней графическая зона, блоковый пегматит и кварцевое ядро. Важнейшее полезное ископаемое – керамическое (полевые шпаты) оптическое сырье (кварц).

Класс перекристаллизованных пегматитов характеризуется хорошо выраженной перекристаллизацией блоковой зоны пегматитовых тел с образованием мусковита. Важнейшие рудные минералы: мусковит, берилл, полевые шпаты, кварц.

Класс метасоматически замещенных пегматитов – наиболее крупный по числу полезных ископаемых генетический класс. Характерно наиболее полное развитие зон пегматитов, осложненное продуктами метасоматического замещения – альбитом – и сопровождающимися минералами редких, радиоактивных металлов. Пегматитам свойственны крупные полости с друзами, миароловые пустоты.

Важнейшие полезные ископаемые: редкие щелочные металлы (литий, рубидий, цезий), редкие металлы (бериллий, тантал, ниобий, цирконий и др.), радиоактивные металлы (уран, торий), драгоценные камни (топаз, турмалин, рубелит, циркон, аквамарин и др.), горный хрусталь. Примеры месторождений: редкометальные пегматиты широко развиты на докембрийских щитах (Балтйский, Алданский, Украинский, Африканский и др.), а также в складчатых областях с широко развитыми интрузиями гранитов (Казахстанский пояс герценид и др.)

Класс десилицированных пегматитов к этому классу относятся пегматиты только линии скрещивания, тела которых залегают в карбонатных или измененных (флогопитизированных) ультраосновных горных породах. Жильные тела пегматитов сложены преимущественно плагиоклазом и минералами свободного глинозема – корундом и его благородными разновидностями – сапфиром, рубином. Корундовые плагиоклазиты представляют, как правило, промышленный интерес. Примеры месторождений: Баженовское, Березовка (Урал).

Вопросы генезиса пегматитов относятся к числу весьма сложных и дискуссионных. В настоящее время существуют четыре гипотезы их образования: 1) гипотеза остаточного расплава (А.Е. Ферсман), кристаллизующегося в закрытой системе в поле температур 700–50 °С; 2) Гипотеза остаточного расплава и метасоматического раствора (Р. Джонс – США, Д.С. Коржинский, В.С. Соболев и др.). Кристаллизация начинается с простой эвтектики, а заканчивается под воздействием растворов, поступающих из магматического очага; 3) гипотеза метасоматического раствора (А.Н. Заварицкий, Н.Н. Никитин), согласно которой пегматитового расплава нет, формирование пегматитовых тел происходит с самого начала по принципу открытой системы; 4) гипотеза метаморфогенного образования пегматитов (Рамберг, Н.Г. Судовиков); пегматиты формируются как продукты ультраметаморфизма (частичного плавления) суперкрупных горных пород.

Промышленная значимость пегматитовых месторождений значительна. Перекристаллизованные пегматиты являются единственным промышленно-генетическим классом для получения мусковита – идеального электроизолятора в технике. Примером может служить Мамское месторождение мусковитового сырья в Сибири (рис. 5.8). При разработке пегматитов получают керамическое сырье, кварц (в том числе оптический и пьезокварц), флюорит (в том числе оптический – идеальный поляризатор света), многочисленные драгоценные камни (рубин, сапфир, изумруд, топаз и др.), руды бериллия, урана, тория, лития, рубидия, цезия, танталла, ниобия, редких земель иттриевой группы.

2.1.4. Группа скарновых месторождений

К скарновым месторождениям относят рудные скопления, локализованные преимущественно или исключительно в скарнах или окоლოსкарновых горных породах.

Скарны (шведский термин *скарн* – «отброс», пустая порода) – контактово-метасоматические горные породы, развитые в контактах карбонатных, реже силикатных пород с интрузивными массивами (главным образом гранитов, гранодиоритов, диори-

тов). Скарны сложены кальций-магний-железистыми силикатами и алюмосиликатами (пироксены, гранаты андрадит-гроссулярового ряда, амфиболы, эпидот, скаполит и др.).

Метасоматизм – одно из важнейших понятий в геологии – «всякое замещение горной породы с изменением химического состава, при котором растворение старых минералов и образование новых происходит практически одновременно, так, то в течение всего процесса замещаемая порода сохраняет твердое состояние» Д.С. Коржинский). По роли в формировании земной коры метасоматизм стоит в одном ряду с такими глобальными процессами, как магматизм, метаморфизм, седиментогенез, гипергенез. Процессы метасоматических изменений носят название преобладающего новообразованного минерала: биотитизация, окварцевание, пиритизация, серицитизация, хлоритизация, карбонатизация, альбитизация и т.д. В случаях образования новой метасоматической минеральной ассоциации метасоматическому процессу присваивается название новообразованной породы: пропилитизация, беризитизация, лиственитизация, фенитизация и т.п. Метасоматическое рудообразование – один из ведущих процессов формирования месторождений полезных ископаемых в земной коре.

Важнейшие рудные минералы скарнов: датолит – $\text{Ca}[\text{B}_2\text{Si}_2\text{O}_8](\text{OH})_2$, данбурит – $\text{CaB}_2\text{Si}_2\text{O}_8$, самеризит – $(\text{U,TR,Ca,Pb})_{1-x}(\text{Nb,Ti,Ta})_2(\text{O,OH,F})_7\text{H}_2\text{O}$, людвигит – Mg_2FeBO_5 , магнетит – Fe_3O_4 , халькопирит – CuFeS_2 , пирит – FeS_2 , пирротин – FeS , шеелит – CaWO_4 , молибденит – MoS , галенит – PbS , сфалерит – ZnS , кобальтин – $\text{Co}[\text{AsS}]$ и другие сульфиды, флогопит – $\text{KMg}_3(\text{OH,F})_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$ и т.д.

Единая генетическая классификация скарновых месторождений отсутствует. Существуют различные подходы к разделению группы скарновых месторождений на классы. Зачастую скарновые месторождения различаются по составу полезных ископаемых. Такой подход удобен для описания рудных формаций скарновых месторождений, но, не являясь генетическим, не раскрывает ни геологических, ни физико-химических условий скарнового рудообразования.

Наиболее важное промышленное значение имеют следующие рудные формации: железорудная (магнетитовый, людвигит-магнетитовый типы), кобальтовая (кобальтин-магнетитовый, сафлорит-арсенопиритовый типы), медная (магнетит-халькопиритовый, халькопиритовый типы), полиметаллическая (галенит-сфалеритовый, магнетит-сфалеритовый типы), молибден-вольфрамовая (молибденит-шеелитовый, шеелит-сульфидный типы), редкометальная – боратовая (редкометально-полиметаллический, боросиликатный и др. типы), флогопитовая, урановая.

Наиболее рациональной в настоящее время признана классификация скарнов по составу замещаемых пород. По В.И. Смирнову [20, 21], в группе скарновых полезных ископаемых следует выделять классы: известковых, магнезиальных и силикатных скарнов.

Известковые скарны образованы при замещении известняков. Главными скарнообразующими минералами известковых скарнов являются: гранатыgrossуляр-андрадитового ряда, пироксены диопсид-геденбергитового ряда; скаполит, магнетит, волластонит, амфиболы актинолит-тремолитового ряда, эпидот, карбонаты и кварц, везувиан также могут получать существенное развитие. Известковые скарны – наиболее распространенный класс скарнов. Наиболее значительные известково-скарновые месторождения железа, кобальта, меди, платины, вольфрама, молибдена, свинца и цинка, золота, олова, бериллия, скандия, ниобия, редких земель, урана и тория.

Магнезиальные скарны образуются при замещении доломитов или доломитизированных известняков. Типоморфными минералами магнезиальных скарнов являются: флогопит, диопсид, форстерит (магнезиальный оливин), магнетит, людвигит, гумит, серпентин, доломит, кальцит. Борные и флогопитовые скарновые месторождения почти исключительно приурочены к магнезиальному классу, достаточно широко развиты месторождения железных, железо-цинковых руд.

Силикатные скарны сформированы по породам силикатного минерального состава. На Урале и в Западной Сибири, а также в ряде районов Закавказья, Средней Азии, Америки известны скарны, образованные по малоглубинным изверженным породам состава различных порфиритов, порфиоров, сиенит-аплитов и их туфов. На Сибирской платформе известны скарны по траппам – продуктам базальтового магматизма. Более редки случаи формирования скарнов по аркозовым песчаникам и алевролитам. Наиболее характерным минералом силикатных скарнов является скаполит. В остальном их состав мало отличается от известковых скарнов.

Преобладающими структурами скарнов являются гранобластовая, порфиробластовая, пойкилобластовая. Размеры зерен минералов, слагающих скарны, бывают, чаще всего, от долей мм до 1–2 см, но отдельные кристаллы, особенно пироксена и граната, достигают размеров 10–15 и даже 30–50 см. Среди текстур скарнов преобладают массивная, пятнистая, полосчатая, друзовая. Многие скарновые залежи имеют зональное строение, наиболее отчетливое по направлению от контакта с интрузивным телом. На некоторых месторождениях наблюдается зональность скарнов не только по мощности, но и по падению и простиранию залежей.

Формы рудных тел скарновых месторождений весьма разнообразны. Важно заметить, что скарновые месторождения не образуют непрерывного кольца вокруг интрузивов. Геологическая структура скарновых месторождений определяется: 1) поверхностью контакта изверженных и вмещающих пород, 2) характером слоистости вмещающих пород, 3) тектонической трещиноватостью, пересекающей в зоне контакта как изверженные, так и вмещающие породы. Первичный магматический контакт изверженных и вмещающих пород обычно неблагоприятен для скарнового рудогенеза, т.к. «приваренная» поверхность контакта препятствует интенсивному метасоматозу. Наиболее благоприятны зоны деформаций, возникающие вследствие отслоения пород вдоль контакта при сокращении объема интрузива по мере его остывания, либо при разрядке тектонических напряжений. Слоистость вмещающих толщ обеспечивает выборочное развитие метасоматоза по наиболее благоприятным пластам пород или вдоль их контакта. Тектонически осложненные контакты между пород силикатного и карбонатного состава особенно благоприятны для формирования пластообразных залежей скарнов, распространяющихся далеко от контакта с интрузивом. Различные элементы тектонической структуры, тектонические разрывы, контролируемые локализацию скарновых месторождений, определяют особенности морфологии рудных тел. Вдоль секущих поверхностей интрузивов возникают пластообразные, линзовидные, трубчатые и гнездовые залежи. По трещинам иногда образуются скарновые жилы. Комбинация этих тектонических элементов, обычная для скарновых месторождений, обуславливает создание рудных тел сложных очертаний, детали которых дополняются метасоматическим характером их происхождения.

Промышленное значение скарновых месторождений в целом весьма значительное. В них известны месторождения почти всех металлов, за исключением хрома, сурьмы и ртути. Наиболее значительны месторождения известково-скарнового класса: железа, меди, кобальта, вольфрама, молибдена, свинца и цинка, золота, олова, бериллия, ниобия, редких земель, тория и урана. Для магнезиальных скарнов наиболее значимы и типичны месторождения бора, железных, железо-цинковых руд и флогопита.

Примеры месторождений. Скарновые железорудные месторождения известны как в известковых, так и в магнезиальных скарнах. Самой крупной провинцией является Урал с месторождениями Магнитогорского рудного района: г. Магнитная (рис. 5.10), Высокая, Благодать и др., Соколовско-Сарбайского рудного поля, довольно широко развиты железорудные скарны в Западной Сибири (месторождения Таштагол, Темиртау и др.), Восточной Сибири (месторождения Коршуновское, Таежное, Рудногорское и др.).

Медное оруденение в скарнах распространено довольно широко (Турьинские рудники на Урале, месторождение Юлия и др. в Кузнецком Алатау, ряд месторождений в США, Канаде, Японии, Австралии и других стран).

Скарновые месторождения меди расположены в приконтактовой зоне гранодиоритов, плагиогранитов и плагиосиенитов, обычно среди известняков. Нередко они тесно связаны с магнетитовыми рудами, образуя комплексные магнетито-медные скарновые месторождения. Главный рудный минерал меди – халькопирит в ассоциации с пирротинном, пиритом, борнитом, сфалеритом и молибденитом.

Вольфрамовые и молибденовые месторождения. Вольфрамовые месторождения образуют самостоятельные провинции шеелитовых руд в скарнах. Наиболее крупной из них является Среднеазиатская провинция (месторождение Лянгар, Чарух-Дайрон и др.), известны месторождения на Дальнем Востоке, Южном Урале, в Якутии, а также на территории США (месторождения Милс Сити в Неваде и др.), Китая, Австралии, Индонезии, Южной Америки, Турции и других стран.

Шеелитоносные скарны обычно приурочены к контактам гранитоидов повышенной основности (гранодиориты, монцониты, адамеллиты), обусловленной ассимиляцией прорываемых ими карбонатных пород. Для шеелитовых месторождений характерен приоксен-гранатовый состав скарнов при отсутствии или резко ограниченном количестве магнетита и гематита. Иногда шеелитоносные скарны охвачены более поздней сульфидной минерализацией.

Скарновые месторождения молибдена встречаются редко. Среди них наиболее значительны месторождения Азегур в Марокко, Янцзы-Чжанзы в Китае и др., а также комплексные шеелит-молибденитовые месторождения типа Тырныауз (рис. 5.12) на Северном Кавказе.

Скарновые свинцово-цинковые месторождения довольно часто встречаются как в нашей стране, так и за рубежом. Они известны на Дальнем Востоке в хребте Сихотэ-Алинь (Верхнее), на территории США, Мексики, Аргентины, Югославии, Турции, Китая и Японии. Интрузии, с которыми связаны эти месторождения, отличаются резко выраженным гипабиссальным обликом и порфировой структурой. Наиболее распространены гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры, кварцевые порфиры. Вмещающие породы, как правило, сложены известняками. Главные рудные минералы – галенит и сфалерит. Им сопутствуют кварц, карбонаты и другие сульфиды, среди которых наиболее распространены пирротин, аренопирит, пирит, халькопирит, а также блеклые руды, аргентит,

висмутин и др. Вместо гранат-пироксенового раннескарнового прагенезиса широкое развитие получают амфиболы, эпидот, хлорит, серицит.

В качестве примера следует изучить геологию месторождения Верхнее [3] на Дальнем Востоке. Его особенностью является то, что оруденение приурочено не к магматическому, а к тектоническому контакту между триасовыми известняками и надвинутыми на них до формирования скарноворудной залежи кварцевых порфиров верхнемелового возраста. Рудная залежь на верхних горизонтах состоит из трех ветвящихся труб, книзу сливающихся в одно мощное трубообразное тело с двумя отходящими от него крупными апофизами. В рудном теле присутствуют крупные пустоты – «продушины», обрамленные сноповидными агрегатами диопсида – геденбергита и инкрустированные корками и кристаллическими щетками рудообразующих минералов – галенита, сфалерита, пиротина, халькопирита, пирита, марказита и др.

Борные месторождения приурочены, главным образом, к магнезиальным скарнам. К этому классу принадлежат скарновые месторождения России (Сибирь и Дальний Восток), Болгарии, Румынии, Франции, США, Перу, Малайзии.

Вмещающие породы этих месторождений во всех случаях представлены существенно магнезиальными карбонатами, обычно это доломиты, реже магнезиты, иногда известковистые доломиты, перемежающиеся с пачками пород иного состава осадочного или вулканогенно-осадочного происхождения. Изверженные породы, в контакте с которыми формируются бороносные скраны, довольно разнообразны. Среди них преобладают гранодириты и граниты, встречаются кварцевые порфиры, диориты, реже – сиениты и монцониты, а в единичных случаях отмечены габбро, габбро-пироксениты и пироксениты. В краевых частях интрузивов нередко образуются породы повышенной щелочности.

Линзовидные, пластообразный и иной, более сложной формы залежи бороносных скарнов имеют зональное строение. Первоначальная метасоматическая зональность осложняется при наложении на нее продуктов последующей минерализации, с которой связывается борное оруденение, в ряде случаев ассоциированное с сульфидами, иногда без них. При этом бораты, как правило, сосредотачиваются в зонах шпинель-пироксенового и кальцифирового состава.

2.1.5. Группа альбитит-грейзеновых месторождений

Генетическую группу альбитит-грейзеновых месторождений составляют два класса, различающиеся важнейшими рудообразующими процессами – альбитизацией и грейзенизацией.

Альбитизация – один из наиболее широко распространенных процессов послемагматического метасоматического изменения в гранитоидах. Интенсивная альбитизация с образованием рудоносных альбититов замечена в интрузивах наиболее поздних фаз внедрения. Большое накопление натрия в апикальных – приповерхностных частях малых интрузивных тел гранитов, следует рассматривать как особенность послемагматических процессов, обусловленную спецификой состава высокодифференцированной гранитоидной магмы.

Промышленную значимость имеют линейные альбититы – высокотемпературные метасоматические породы в зонах разломов докембрийских щитов [3]. Оруденение в линейных альбититах представлено в основном урановой минерализацией.

Рудные минералы класса альбититовых месторождений: вольфрамит – $(\text{Fe}, \text{Mn})[\text{WO}_4]$, колумбит – $(\text{Fe}, \text{Mn})(\text{Nb}, \text{Ta})_2\text{O}_6$, танталит – $(\text{Fe}, \text{Mn})(\text{Ta}, \text{Nb})_2\text{O}_6$, пироклор – $(\text{Na}, \text{Ca})_2(\text{Nb}, \text{Ta}, \text{Ti})_2\text{O}_6$, циркон – ZrSiO_4 , микролит – $\text{NaCaTa}_2\text{O}_6$, самарскит – $(\text{Y}, \text{Er})_4[(\text{Nb}, \text{Ta})_2\text{O}_7]_3$, торит – ThSiO_4 , монацит – $(\text{Ce}, \text{La})[\text{PO}_4]$, ксенотим – $\text{Y}[\text{PO}_4]$, паризит – $\text{Ca}(\text{Ce}, \text{La}, \dots)_2[\text{CO}_3]_3\text{F}_2$, фергюсонит – $\text{Y}(\text{Nb}, \text{Ta})\text{O}_4$, гадолинит – $\text{Y}_2\text{FeBe}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}$, браннерит – $(\text{U}, \text{Ca}, \text{Fe}, \text{Y}, \text{Th})(\text{Ti}, \text{Fe})_2\text{O}_6$, уранинит – U_2UO_7 , фенакит – Be_2SiO_4 и др.

Грейзенизация – высоко- и среднетемпературный метасоматический процесс образования грейзенов. Грейзены – метасоматические горные породы кварцево-слюдистого, кварцево-топазового или кварцево-турмалинового состава, генетически связанные с лейкократовыми, аляскиотовыми гранитами и сопровождающие месторождения олова, вольфрама, молибдена, бериллия, лития.

Рудные минералы класса грейзеновых месторождений: касситерит – SnO_2 , вольфрамит – $(\text{Fe}, \text{Mn})\text{WO}_4$, молибденит – MoS_2 , берилл – $\text{Be}_3\text{Al}_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$, фенакит – Be_2SiO_4 , висмутин – Bi_2S_3 , лепидолит – $\text{KLiAl}[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH})_2$, цинвальдит – $\text{KLiFe}[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH})_2$. Жильные: кварц, мусковит, полевые шпаты, апатит, турмалин, андалузит, силлиманит и др.

Промышленное значение месторождений альбитит-грейзеновой генетической группы весьма существенно. Ураноносные альбититы линейного типа приурочены к крупным линейным зонам глубинного заложения в районах древних платформ, претерпевших тектоно-магматическую активизацию в конце протерозоя (месторождение Бивер-

лодж (Канадский щит), Джадугуда (Индийский щит), Итатая (Бразильский щит), Криво-рожско-Кировоградский урановорудный район (Украинский щит). Примером альбититового класса линейного типа может служить Желтоводское месторождение урановых руд [3] в Украине.

Грезеновые месторождения являются важнейшим источником руд вольфрама, молибдена, олова, а также лития и бериллия. Холтосонское вольфрамовое месторождение (рис. 5.13) может служить примером промышленных месторождений грейзенового генетического класса [3].

2.1.6. Группа собственно гидротермальных месторождений

К гидротермальным относятся многочисленные месторождения цветных металлов – Cu, Pb, Zn, Sb, Sn, а также благородных металлов – Au и Ag, Fe, редких металлов – W, Mo, Ni, Co, Hg, Bi, Sr, В, рассеянных металлов – Re, In, Ge, Ga, Cd, Se, Te, Sc, радиоактивных металлов – U, Th, неметаллических полезных ископаемых.

Гидротермальные месторождения образуются из эндогенных газовой-водных растворов, содержащих соединения металлов. Источником растворов и находящихся в них металлов могут быть остывающие интрузивные плутоны, вулканизм, региональный метаморфизм, наконец, флюидно-рудные системы, формирующие гидротермальные месторождения, могут иметь мантийный источник.

Класс плутоногенных гидротермальных месторождений характеризуется генетической и пространственной связью с магматическими интрузиями, чаще всего гранитоидного ряда. Характерно большое разнообразие форм рудных тел – сложные жилы, штоки, штокверки, гнезда, пластообразные залежи. Околорудные процессы изменения вмещающих пород также разнообразны – окварцевание, беризитизация, лиственитизация, серицитизация, доломитизация, реже аргиллизация. Благоприятными вмещающими породами являются кислые туфы, гранит-порфиры, плагиограниты, песчаники, сланцы, реже известняки.

По минеральному составу жильного материала различают три подкласса плутоногенных гидротермальных месторождений: кварцевый, сульфидный, карбонатный. Важнейшими рудными минералами кварцевого подкласса являются: самородное золото, молибденит, халькопирит, касситерит, вольфрамит, шеелит, арсенопирит, гематит и др.; сульфидного подкласса: сфалерит, галенит, халькопирит, пирит, касситерит, самородное золото и др.; карбонатного: магнезит, сидерит, родохрозит, барит, флюорит, урановая смолка, пирит, и др.

Примеры месторождений: Березовское золоторудное (Урал, рис. 5.14), Коунрад меднорудное (Казахстан), Хоуваксы кобальтовое (Тува, рис. 5.16), Бакальское сидеритовое (Урал) и др.

Класс метаморфогенно-гидротермальных месторождений выделен сравнительно недавно, после того как была установлена их большая промышленная значимость. Термин «метаморфогенно-гидротермальные» предложен В.А. Буряком в 1967 году [5]. От плутоногенно-гидротермальных месторождений метаморфогенно-гидротермальные отличаются по ряду признаков: 1) гидротермально-рудная система формируется за счет метаморфизма окружающих горных пород, источник рудных компонентов – вся толща метаморфизируемых пород, возможен приток глубинных флюидов; 2) оруденение сформировано до внедрения интрузивных гранитоидов; 3) размещение руд контролируется зонами регионального метаморфизма; 4) оруденение наиболее характерно для протерозойской эпохи, значительно слабее проявлено в палеозойскую и мезозойскую эпохи рудогенеза.

К метаморфогенно-гидротермальному классу относятся крупные золоторудные месторождения в докембрийских амфиболитах Индии (Колар), Австралии (Калгурли), в углеродистых («черных») сланцах Сибири (Сухой Лог, Олимпийское и др.); свинцово-цинковые руды жильного типа (Холодненское месторождение в Сибири и др.). По В.И. Синякову [19], к этому классу относятся крупные золото-урановые месторождения в Австралии (Мери-Кетлин), месторождения горного хрусталя (Полярный Урал) и др.

Следует сказать, что метаморфогенно-гидротермальное рудообразование еще недостаточно полно изучено. В последние годы все более очевидным становится значение метаморфизма в образовании рудных месторождений, ранее относимых к связанным с магматическими или постмагматическими процессами [11].

Класс вулканогенных гидротермальных месторождений характеризуется пространственной и генетической связью, главным образом, с наземным вулканизмом, преимущественно андезито-дацитовым. Вмещающими породами зачастую являются вулканиды андезитового, дацитового составов и их туфы, горные породы трапповой формации (диабазы, базальты, долериты и их туфы). Рудные тела – жилы, трубы, штокверки – зачастую приурочены к жерлам вулканических аппаратов и их периферии. Для руд вулканогенных гидротермальных месторождений характерно обилие метакolloидных текстур. Важнейшие рудные минералы: самородное золото, серебро, аргентит, киноварь, халькопирит, халькозин, касситерит, вольфрамит, самородная медь, галенит, сфалерит, самородная сера, исландский шпат, цеолиты и др. Характерные окolorудные процессы

изменения вмещающих пород: пропилитизация, окварцевание, алунитизация, опализация, каолинизация, аргиллизация.

Промышленное значение существенно. Типичными рудными формациями этого класса являются: полиметаллическая золото-серебряная среди вулканогенных пород Тихоокеанского кольца и Карпат, золото-серебряная с теллуридами и селенидами (Крипл-Крик, США, Колорадо), касситерит-вольфрамит-аргентитовая (Потоси, Боливия), киноварная (месторождения Чукотки, Камчатки, Италии, США и др.), исландского шпта в трапповой области Сибирской платформы (Нижнетунгусское, Вилнойское месторождения и др.) и Исландии. Промышленные скопления самородной серы, сульфидов меди, рения образуются в результате отложения фумарол, сольфатер и паровых струй современных вулканических областей Камчатки, Курил, Японии, Италии.

Класс амагматогенных (стратиформных, телетермальных) месторождений месторождения характеризуется отсутствием явной связи с магматизмом. Вмещающими являются осадочные песчаниково-сланцевые породы, известняки. Рудные тела, как правило, залегают конформно со стратифицированными вмещающими породами в форме пластовых залежей, реже гнезд, жил. Околорудные изменения обычно не проявлены. Типичные текстуры руд вкрапленные, реже массивные. Минеральный состав руд достаточно простой, важнейшие ассоциации рудных минералов: борнит-халькопирит-пирит, галенит-сфалерит-пирит, антимонит-киноварь-реальгар-аурипигмент-флюорит, флюорит.

Вопрос о генезисе стратиформных месторождений является дискуссионным. В последние годы все больше появляется фактов в пользу седиментационно-эксталяционного механизма накопления стратиформных руд. Наиболее вероятен двухэтапный процесс рудообразования. В ранний гидротермально-осадочный этап из гидротермальных растворов эндогенного происхождения в застойной обстановке локальных морских палеодепрессий осаждались сульфиды в виде рудных илов. Баровые рифы представляют собой важнейшие концентраторы свинцово-цинкового оруденения, песчаные отложения благоприятны для накопления сульфидов меди. Второй этап – регенерации – связан с тектоническими и метаморфическими процессами перекристаллизации и перераспределения рудного вещества.

Примеры месторождений, имеющих важное промышленное значение: медистых песчаников – Джекказганское (Казахстан,); полиметаллических (свинцово-цинковых) руд – Каратау (Казахстан), США (Долина р. Миссисипи); сурьмяно-ртутные – Кадамджай, Хайдарайан (Средняя Азия), ртутные – Никитовское (Донбасс); флюоритовые – Полярный Урал и др.

2.1.7. Группа колчеданных месторождений

К группе колчеданных относятся месторождения, руды которых сложены преимущественно сульфидами железа. Согласно А.Н. Заварицкому, В.И. Смирнову [20, 21], колчеданные месторождения связаны с подводными (субмаринными) базальт-риолитовыми вулканогенными формациями ранней стадии геологического развития подвижных складчатых зон – эвгеосинклиналей. В пределах складчатых поясов (Уральского, Алтае-Саянского, Большого Кавказа, Малого Кавказа и др.) колчеданные месторождения вытягиваются прерывистыми цепями, длина которых иногда достигает нескольких тысяч километров.

Вмещающими породами являются вулканогенные и осадочные породы. Лавовые породы перемежаются со слоями пирокластов (брекчии, туфы, туфопесчаники). Среди лав и пирокластов встречаются прослойки терригенных и хемогенных морских осадков, обычно представленных глинистыми, черными сланцами, яшмами.

Минеральный состав руд отличается резким преобладанием сульфидов железа: пирита, пирротина, иногда марказита, – с которыми ассоциируют чаще всего халькопирит, борнит, сфалерит, галенит, блеклые руды и другие рудные минералы. Нерудные минералы представлены обычно кварцем, карбонатами, серицитом, хлоритом, баритом, гипсом.

Принято различать три главных промышленных типа колчеданных руд: карельский – серноколчеданные руды, главные рудные минералы пирит и пирротин (важнейшее сырье для получения серной кислоты); уральский – медноколчеданные руды, главные рудные минералы халькопирит, борнит (важный источник получения меди); алтайский – полиметаллически-колчеданные руды, главные рудные минералы галенит, сфалерит, халькопирит, блеклые руды (важный источник получения свинца, цинка, меди, серебра).

Типичные текстуры руд: массивная, вкрапленная, колломорфная (в не метаморфизованных разностях).

Формы рудных тел: изометричные или вытянутые штоки, пластообразные тела, уплощенные залежи.

Околорудные изменения – серицитизация, хлоритизация, окварцевание – обычно слабо проявлены со стороны лежащего бока рудных залежей. В метаморфизованных месторождениях околорудные изменения четко не выражены.

Геологический возраст. Колчеданные месторождения формировались на протяжении всей обозримой истории формирования земной коры – от раннего архея до настоящего времени (например, «черные курильщики»). Колчеданное рудообразование проис-

ходило более или менее равномерно, за исключением герцинского геотектонического цикла, выделяющегося накоплением грандиозных масс руд в вулканогенных толщах силура, особенно девона и отчасти нижнего карбона.

2.2. СЕРИЯ МЕТАМОРФОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Серия метаморфогенных полезных ископаемых четко разделяется на две генетические группы: метаморфизованные и метаморфические месторождения.

2.2.1. Метаморфизованные месторождения

К группе метаморфизованных относятся месторождения, вид полезных ископаемых которых возник до метаморфизма. Процессы метморфизма привели к изменению минерального состава, строения и качества руд, форм рудных тел, но вид полезного ископаемого остался прежним. К радикально измененным метаморфизованным месторождениям принадлежат преимущественно металлические полезные ископаемые железных, марганцевых, медных, свинцово-цинковых руд, а также золота и радиоактивных металлов (урана, тория). Из неметаллических следует отметить метаморфизованные месторождения фосфатного сырья.

В группе метаморфизованных месторождений различают два класса: регионально-метаморфизованных месторождений, имеющих громадное экономическое значение (руды железа, марганца, меди, свинцово-цинковые, золото-урановые месторождения), и класс контактово-метаморфизованных месторождений, промышленная значимость которых менее значительная (месторождения железных руд, графита, корунда инаждака, фосфатного сырья и др.).

Класс контактово-метаморфизованных полезных ископаемых не следует путать с контактово-метасоматическими месторождениями генетической группы скарновых полезных ископаемых. Коренное отличие состоит в отсутствии проявлений метасоматоза (привноса-выноса) при контактовом метаморфизме.

В минеральном составе регионально метаморфизованных месторождений преобладают оксиды и силикаты (Fe – магнетит, гематит; Mn – браунит, гаусманит, родонит, бустамит, тефроит, спессартин; U – браннерит). Сульфиды металлов в условиях регионального метаморфизма обнаруживают способность к перекристаллизации с образованием новых метаморфогенных структур и текстур руд. Перекристаллизация происходит в условиях изохимического метаморфизма без существенного привноса или выноса руд-

ных компонентов за пределы рудных залежей. При формировании метаморфизованных месторождений преобладают процессы дегидратации, декарбонатизации и перекристаллизации в термодинамических условиях фации зеленых сланцев ($T = 300\text{--}450\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 2\text{--}4$ кбар), фации эпидотовых амфиболитов (или низкая амфиболитовая: $T = 450\text{--}600\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 3\text{--}8$ кбар), амфиболитовой ($T = 600\text{--}750\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 3\text{--}8$ кбар), гранулитовой ($T = 750\text{--}900\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 8\text{--}10$ кбар) и эклогитовой ($T = 900\text{--}1100\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 13\text{--}25$ кбар).

Форма рудных тел определяется первичной формой дометаморфических залежей и их участием в складчатости, сопряженной с метаморфизмом. Наиболее характерна пластовая форма, осложненная складчатými деформациями.

Типичные текстуры руд: полосчатая, сланцеватая, гнейсовая, массивная, вкрапленная, реже прожилковая и др.

К классу регионально метаморфизованных месторождений принадлежат уникальные по запасам и масштабам распространения месторождения железа (Лебединское, Стойленское, Михайловское и другие месторождения железорудного бассейна КМА, Кривого Рога, Бразилии, США, Канады, Австралии); марганцевые месторождения в метаморфических толщах (гондитах и кодуритах) Индии, Бразилии, Африки и др.; метаморфизованные стратиформные месторождения меди (Удоканское в Сбири); месторождения свинца и цинка Сибири (Холодненское, Горевское), Австралии (Брокен Хилл, Маунт-Айза); золота и урана в Южной Африке (Витватерсранд) в Канаде (Блайнд-Ривер); апатитовых руд (Слюдянское в Сибири).

2.2.2. Метаморфические полезные ископаемые

К группе метаморфических относятся месторождения, которые образуются непосредственно в метаморфизируемых толщах пород при перекристаллизации исходного материала. При этом возникает новый вид полезных ископаемых.

К метаморфическим относятся многочисленные месторождения преимущественно неметаллических полезных ископаемых: мрамора, кварцита, флогопита, графита, асбеста, корунда, наждака, горного хрусталя альпийских жил и др. Из металлических важно отметить месторождения алюминиевых руд, представленные кианитовыми сланцами; титановых руд, представленных рутилом выветрелых эклогитов. К этому классу можно отнести также докембрийские месторождения метаморфогенных керамических и мусковитовых пегматитов, флогопитовые и флогопит-магнетитовые месторождения Алданского щита.

Месторождения графита приурочены к метаморфическим комплексам, метаморфизованных преимущественно в условиях амфиболитовой фации. Они известны в пределах Воронежского кристаллического массива, Украинского щита, Урала и Сибири (Восточные Саяны). В качестве примера следует изучить крупное Сухоярское месторождение графита, расположенное на юго-востоке Воронежского кристаллического массива.

2.3. СЕРИЯ ЭКЗОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

К экзогенным относятся месторождения, сформированные за счет энергии солнца. В серии экзогенных месторождений следует различать генетические группы: 1) месторождения выветривания, 2) месторождения россыпей, 3) осадочные месторождения.

2.3.1. Группа месторождений выветривания

По способу образования различают класс остаточных и класс инфильтрационных месторождений полезных ископаемых. Особое место в этой группе занимают месторождения, представляющие собой продукты выветривания ранее сформированных эндогенных полезных ископаемых.

Класс остаточных месторождений. Наиболее инертными химическим элементами, остающимися на месте после интенсивного экзогенного преобразования эндогенных горных пород, являются алюминий, никель, железо, марганец, золото, свинец, а также такие ценные минералы как апатит, циркон, танталит, колумбит, пирохлор и др. В результате, класс остаточных месторождений содержит важнейшие для современной промышленности месторождения металлических полезных ископаемых: алюминиевых руд – бокситов, железных руд – бурого железняка, силикатных руд никеля, руд марганца (пирролюзит-манганитовых продуктов выветривания пород, обогащенных марганцем), золота, свинца, магнезита, апатита, редких металлов, редкоземельных элементов. Из нерудного минерального сырья важное значение имеют остаточные месторождения каолиновых глин.

Остаточные месторождения силикатных никелевых руд формируются в коре выветривания аподунитовых и апоперидотитовых серпентинитов в обстановке тропического и субтропического климата мезозойского, третичного и четвертичного времени. Они известны в России и Казахстане, на Южном Урале, в Новой Каледонии, Австралии, Югославии, Албании, на Кубе, в Бразилии, Индонезии, на Мадагаскаре и Филиппинах.

Образование месторождений выветривания на Южном Урале происходило длительное время – от поздней перми до среднеюрской эпохи, в обстановке жаркого субтропического климата. Средняя мощность кор выветривания Южного Урала близка к 60 м, а местами достигает 160–180 м. За время выветривания на гранитах возникли залежи каолина, на основных породах – скопления охристых глин, на яшмах – марганцевые шляпы, на колчеданных телах – железные шляпы, а на серпентинитах – месторождения бурых железняков и силикатных никелевых руд. Никель в материнских породах находится преимущественно в оливине и отчасти в пироксене, амфиболе и хлорите. Из оливина и пироксена никель переходит в серпентин. На ранних стадиях разложения последнего никель переходит в водный раствор, где находится в виде бикарбоната. В таком состоянии он выносится из верхней части в глубь коры выветривания и вновь отлагается в виде вторичных никельсодержащих минералов, обычно представленных гарниеритом $\text{Ni}_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$, ревенскитом $(\text{Ni},\text{Mg})_6[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_8$ и др.

Содержание никеля в рудах коры выветривания 0,5–5 %, составляя в среднем около 1 %; содержание кобальта 0,03–0,07 %.

Среди остаточных месторождений бокситов по форме рудных тел различаются две разновидности – площадные и карстовые. Типичные площадные месторождения остаточных бокситов известны в Индии. Они связаны с корой выветривания верхнемеловых траппов – серии горизонтально залегающих базальтовых покровов. Мощность кор выветривания достигает 20 м. На неразложившемся базальте находится «литомарж» – полуразложившийся базальт с сохранившейся структурой исходной породы, кверху через прослой литомаржевого боксита сменяется горизонтом боксита ноздреватой или плотной, а нередко и бобовой текстуры. В верхней части бокситового горизонта нарастает содержание железа и он переходит в железистый боксит, постепенно сменяющийся коркой железистого латерита. Разрез венчается рыхлыми продуктами современного физического выветривания.

Бокситы формируются не только в коре выветривания базальтов, но и при химическом разложении пород иного состава, например кристаллических сланцев. Примером может служить Висловское месторождение КМА (Авдонин и др., 1998).

Карстово-котловинные месторождения остаточных бокситов известны на Енисейском кряже (Красноярский край Сибири) [1, 3]. Они приурочены к известнякам докембрийского возраста, раскарстованными и выполненными бокситами в начале палеогена в условиях влажного, жаркого климата. Рудные тела имеют сложные очертания, обу-

словенные перемежаемостью неправильных скоплений глин и бокситов. Главная масса глинисто-бокситового материала, выполняющего карстовые пещеры, относится к породам, снесенным с соседних участков площадной коры выветривания основных и метаморфических пород докембрия. Месторождения Северо-Уральского бокситоносного района (Красная Шапочка и др. [3]) представляют собой пластообразные залежи бокситов, заполняющих размытую, закрстованную поверхность известняков нижнего девона. Источником глинозема были позднедевонские коры выветривания верхнесилурийских вулканитов основного состава. Различаются два подгоризонта рудных бокситов: нижний – красные маркие и яшмовидные бокситы; верхний – пестроцветные пиритизированные бокситы.

Остаточные месторождения марганца формируются в коре выветривания пород с повышенным первичным содержанием (десятые доли – первые проценты MnO) металла – метаморфизованные силикатные и карбонатные, известняки, туфы, основные и ультраосновные магматические породы. Они известны в древних и современных корках выветривания на Кубе, в Индии, Африке, субтропических широтах Америки, в Австралии, составляя главный источник получения марганца. В России месторождения и рудопроявления выявлены в мезозойских корках выветривания Среднего и Южного Урала.

Остаточные месторождения каолинов формируются в коре выветривания любых полевошпатовых пород, но наиболее благоприятны для этого кислые и щелочные магматические породы. Каолины образуют залежи площадного типа, на глубине постепенно переходящие в материнские породы. От бокситов они отличаются незавершенным разложением коренных пород (каолинитовая стадия выветривания), а также сильным осветлением, благодаря почти полному выносу железа и других катионов. Последнее возможно в кислой среде создаваемой гумусовыми кислотами, возникающими в обстановке пышной растительности жаркого климата со сменой дождевых и засушливых сезонов. Остаточные месторождения каолинов имеют чаще всего мезозойский или кайнозойский возраст, но известны каолины и палеозойских кор выветривания. В России остаточные месторождения каолинов известны на Урале, Алтае, в Западной Сибири [14]. Широко развиты месторождения каолинов на Украине. Все каолиновые залежи коры выветривания представлены неправильной формы покровами, на глубине в среднем около 10 м постепенно переходящими в материнские породы – граниты, гранито-гнейсы, сиениты и их пегматиты [14].

Нередко в коре выветривания накапливаются минералы, находящиеся в рассеянном состоянии среди коренных пород. В результате образуются остаточные месторождения золота (например, в латеритах Калагури в Австралии, месторождения Якутии, залегающие в поле раскарстованных известняков докембрия; золотоносный обломочный материал выветривания юрских песчаников и известняков выполняет чашеобразные углубления [1, 3]), свинца (известны в коре выветривания известняков Центрального Казахстана), олова (в виде касситерита, рассеянного в гранитах, накопилось вместе с ильменитом, монацитом в древней коре выветривания гранитов о. Банка в Индонезии), тантала, ниобия, циркония и редких земель выявлены в коре выветривания щелочных пород и карбонатитов в Бразилии, Нигерии, Зимбабве [1, 3]. На одном из крупнейших в мире карбонатитовом массиве Томтор, расположенном на восточном обрамлении Анабарского щита, недавно выявлены мощные рудоносные коры выветривания. Рудный пласт венчает разрез коры выветривания [24].

Класс инфильтрационных месторождений. К инфильтрационным относятся такие месторождения выветривания, ценное вещество которых выщелочено из одних пород, перенесено грунтовыми водами и отложено в других породах в промышленных концентрациях. Продуктами инфильтрационной деятельности являются месторождения урана, меди, железа, с определенной долей условности, месторождения самородной серы [1, 21].

Уран выносится грунтовыми водами нередко на значительные расстояния, за пределы источников его выщелачивания, и преотлагается с образованием инфильтрационных скоплений, иногда формирующих крупные месторождения. Четырехвалентные месторождения, свойственные глубинным условиям рудогенеза, в коре выветривания окисляются и переходят в легко растворимые шестивалентные соединения. В этих условиях осуществляется гидролиз урана с последующим образованием в приповерхностных водах легко растворимых комплексных катионов: $[\text{UO}_2(\text{CO}_3)]^{4+}$, $[\text{UO}_2(\text{CO}_3)_2\text{H}_2\text{O}]^{2+}$, $[\text{UO}_2(\text{CO}_3)(\text{OH})_2]^{4+}$ и более редких гумат-уранила, кремний-уранила, фосфат-уранила; в кислой среде возникнут также легко растворимые комплексы сульфат-уранила $[(\text{UO}_2)(\text{SO}_4)_2]^{2-}$ или $[(\text{UO}_2)(\text{SO}_4)_3]^{4-}$.

Так осуществляется вынос из коры выветривания урановых соединений, рассеянных в горных породах. Грунтовыми водами уран выносятся нередко на значительные расстояния и переотлагается с образованием инфильтрационных скоплений, образующих иногда крупные месторождения.

Урановые месторождения выветривания создавались на всем протяжении геологической истории развития земной коры. Среди инфильтрационных месторождений в конгломератах и песчаниках могут быть выделены образования раннего палеозоя в ЮАР (Витватерсранд) и Канаде (Блайнд Ривер), карбона (во Франции Вогезы), перми во Франции (Лодев), триаса в США (некоторые месторождения плато Колорадо), юры, мела, эоцена, олигоцена, миоцена, плиоцена.

В качестве примеров промышленных месторождений В.И. Смирнов [20, 21] приводит описание урановых руд плато Колорадо, залегающих в песчаниках и конгломератах. Урановые месторождения встречаются по всему разрезу платформенных отложений, от верхнепалеозойских до верхнечетвертичных; резко подавляющая их часть залегает среди конгломератов и песчаников в форме пластообразных, линзовидных, леновидных, гнездовых и кольцевой формы (роллы) тел. Размеры таких тел, общее число которых достигает нескольких тысяч, от единиц до сотен метров в поперечнике, при мощности от долей метра до 5–6 м, редко более. Содержание урана в товарной руде 0,1–1 %; редко более; содержание ванадия 1–1,5 %; кроме того, в рудах содержится медь, в небольших количествах свинец, кобальт, никель, молибден, мышьяк, селен.

Скопления урановой руды в пластах угля известны во многих странах Европы, Америки, Азии. Они развиты преимущественно в бурых, полубитуминозных углях и лигнитах мезозойского и кайнозойского возраста. Чаще они приурочены к небольшим месторождениям межгорных впадин, чем к крупным каменноугольным бассейнам.

Урановые месторождения известны также в битуминозных породах. Они представляют собой скопления урана в продуктах окисления нефти, асфальтитах, пропитывающих песчаники, аркозы, туфы, известняки и другие породы. Они известны в Европе, Азии и Америке; примером может служить месторождение Амброзия Лейк в штате Нью-Мексико, США. Рудные тела этого месторождения, залегающие в асфальтизированных песчаниках верхней юры, достигают длины 1 км при мощности до 30 м. Запасы урана оцениваются около 1200 тыс. тонн при среднем содержании металла около 0,5 %.

Инфильтрационные месторождения меди обычно приурочены к красноцветным толщам осадочных пород. Они распространены в США, известны в Боливии, Чили, некоторых странах Европы. Примером могут служить месторождения медистых песчаников в пермских отложениях западного Приуралья и восточного края Русской платформы. Урал рассматривается как первоисточник оруденения. Соединения меди сносились отсюда и фиксировались в пермских породах, преимущественно в слоях казанского яруса.

Сульфидные соединения на площадях выветривания окислялись и растворялись в грунтовых водах, переносились в виде легкорастворимых сульфатов и вновь отлагались с образованием гнездовых залежей. При этом на значительной глубине, ниже уровня грунтовых вод, могли выпадать халькозин-ковеллиновые руды с самородной медью, выше были условия для отложения оксидов и карбонатов меди.

Интересный пример инфильтрационного месторождения меди находится в Чили в 2-х км от всемирно известного медно-порфирового месторождения Чукикамата. Месторождение Эксотика представляет собой крупную пластовую залежь в плаще олигоценового аллювиального галечника, залегающего на метаморфическом основании. Источником меди являются продукты эрозионного разрушения коренных руд месторождения Чукикамата. Рудные минералы представлены медистым вадом ($\text{MnO}_2\text{CuOH}_2\text{O}$), хризколлой ($\text{Cu}_3(\text{OH})_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}] \cdot n\text{H}_2\text{O}$) и атакамитом ($\text{Cu}_2(\text{OH})_3\text{Cl}$). Запасы меди оцениваются в 3 млн т при среднем содержании 1,6 %.

Примером инфильтрационного образования железных руд могут быть Алапаевские месторождения восточного склона Урала. Эти месторождения образовались в результате взаимодействия грунтовых железосодержащих вод с карбонатными породами по легкопроницаемому горизонту обломочных пород [20]. Рудные тела представляют собой пластообразные и линзовидные скопления карбонатно-силикатных и гидрооксидных руд железа. В наиболее глубоких горизонтах руда состоит в основном из сидерита и железистых хлоритов; ближе к поверхности преобладают гидроокислы железа с реликтами карбонатного и силикатного состава.

Формирование инфильтрационных месторождений серы происходит либо при непосредственном воздействии углеводородов газонефтяных месторождений на сульфаты (гипс, ангидрид), либо при растворении сульфатов с последующим выпадением серы вследствие обменных реакций с углеводородами в растворе. В первом случае образование серы может осуществляться по реакции: $\text{CaSO}_4 + \text{CH}_4 = 2\text{CaCO}_3 + 4\text{H}_2\text{O} + \text{S}_2$.

Иногда инфильтрационным способом образуются залежи гипса за счет окисления сульфидов. Таким образом, грунтовые воды насыщаются серной кислотой (H_2SO_4). Серноокислые воды, циркулируя по известнякам, замещают кальцит с образованием гипса. Примером может служить весьма крупное месторождение инфильтрационных залежей гипса в Юго-Западном Иране.

2.3.1.1. Поверхностные изменения месторождений полезных ископаемых

Тела всех полезных ископаемых вблизи земной поверхности подвергаются химическому и физическому выветриванию. При этом залежи одних руд изменяются слабо, других – интенсивнее, а третьих – настолько, что требуются специальные исследования для определения первичного состава минерального сырья. Процессы преобразования сульфидных руд наиболее детально рассмотрены С.С. Смирновым [22]. Наиболее радикальные изменения претерпевают сульфидные залежи, а также пласты углей, месторождения соли и серы.

Весьма показательны особенности текстур окисленных руд. Во многих случаях проявляется текстурный отпечаток первичного материала и рисунок тончайшей трещиноватости, консервирующийся в окисленном материале в виде каркаса ячеек кремнистого лимонита. Процессы выщелачивания с попутной гипергенной переработкой материала создают серию землистых остаточных текстур, а процессы супергенного переотложения приводят к образованию более плотных (колломорфных, натечных и других) текстур.

По характеру изменчивости в зоне окисления месторождения металлических полезных ископаемых можно разделить на четыре группы [20, 21].

1. Рудные минералы практически устойчивы в зоне окисления; содержание металлов в верхних частях соответствует содержанию в нижних. Важнейшие рудные минералы: Fe – гематит, магнетит, бурый железняк; Mn – пиролюзит, манганит; Al – диаспор, бемит, (бокситы); Cr – хромит; Sn – касситерит; W – шеелит, вольфрамит; Hg – кинноварь; самородное золото и др.

2. Рудные минералы неустойчивы в зоне окисления, замещаются вторичными без изменения концентрации металла в рудном теле. Важнейшие рудные минералы зоны окисления: Pb – англезит ($PbSO_4$), церуссит ($Pb[CO_3]$), вульфенит ($Pb[MoO_4]$); As – скородит; Bi – бисмит, бисмутит; Fe – продукты окисления сидеритовых руд – гидроокислы железа; Mn – продукты окисления карбонатов марганца – пиролюзит, манганит.

3. Рудные минералы неустойчивы в зоне окисления, продукты их разложения выносятся и оседают за пределами залегания коренных руд. Важнейшие гипергенные рудные минералы: Zn – смитсонит ($Zn(CO_3)$), каламин ($Zn_4(OH)_2[Si_2O_7]H_2O$); Cu – малахит ($Cu_2CO_3(OH)_2$), азурит ($Cu_3(CO_3)_2(OH)_2$), куприт (Cu_2O), тенорит (CuO), халькозин, хризокolla, самородная медь; Co – эритрин; Mo – повеллит.

4. В зоне окисления возникают промышленные концентрации металлов, рассеянных на глубине. Примерами могут служить концентрации молибдена (вульфенит) и ванадия (ванадинит) в зоне окисления свинцовых месторождений.

Типичная последовательность минеральных преобразований сульфидов в зоне окисления: Fe – пирит (FeS_2) – мелантерит (FeSO_4) – фиброферит ($\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$) – ярозит ($\text{KFe}_3(\text{OH})_6(\text{SO}_4)_2$) – лимонит ($2\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$); Pb – галенит (PbS) – англезит– церуссит (PbCO_3); Zn – сфалерит (ZnS) – госларит ($\text{ZnSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$) – смитсонит (ZnCO_3) – каламин ($\text{Zn}(\text{OH})_2(\text{Si}_2\text{O}_7) \cdot \text{H}_2\text{O}$).

2.3.1.2. Зона вторичного сульфидного обогащения

Зона вторичного обогащения формируется при переотложении части металла, выщелоченного из зоны окисления ниже циркуляции грунтовых вод, для одних металлов в верхней части первичной зоны, а для других – в самых низах зоны окисления. Здесь происходит отложение вторичных минералов, как бы цементирующих другие рудообразующие минералы, в связи с этим зону иногда называют *зоной цементации*.

Вторичное отложение металлов на глубине происходит из-за изменения химической характеристики растворов (уменьшение растворённых в ней кислорода и углекислоты, снижение кислотности), а также в связи с обменными реакциями между неизменными рудообразующими минералами первичных руд и соединениями, находящимися в растворе грунтовых вод.

Зона вторичного обогащения образуется не всегда. Для этого требуется ряд условий.

1. Необходимо, чтобы в зоне окисления получились легкорастворимые в грунтовых водах химические соединения, способствующие их выносу вниз.

2. Необходимо, чтобы в зоне окисления на путях миграции вод с растворенными в них соединениями перечисленных выше металлов не встречались осадители, фиксирующие их выше зоны цементации.

3. Необходимо, чтобы легкорастворимые соединения металлов при переходе из окислительной и кислотной среды верхней зоны в менее кислотную и даже щелочную среду на глубине, в частности, ниже уровня грунтовых вод выпадали в осадок.

4. Для образования хорошо выраженной зоны вторичного обогащения в месторождениях этих металлов необходимы: а) длительное окисление верхних частей рудных тел с плавным прогрессивным развитием зоны окисления за счет все новых и новых частей привычных руд; такой процесс особенно хорошо протекает при постепенном понижении

уровня эрозии с одновременным опусканием зеркала грунтовых вод; б) свободная циркуляция грунтовых вод вниз по направлению погружения рудных тел; отсутствие значительной боковой миграции вод и выноса металлов за пределы месторождения.

Процесс осаждения металлов из сульфатных растворов наиболее активно протекает в зоне вторичного обогащения в соответствии с правилом Шюрмана: *элемент, находящийся в виде сульфата, вытесняет из сульфидов все элементы, расположенные от него вправо в следующем ряду (ряд Шюрмана): S – Hg – Ag – Cu – Bi – Cd – Pb – Zn – Ni – Co – Fe – Mn.*

Образование зоны вторичного обогащения – наиболее характерная черта сульфидных месторождений меди, что имеет важное промышленное значение. Благодаря исключительной способности сульфата меди (CuSO_4) вступать во взаимодействие с сульфидами других металлов и вытеснять их, концентрация меди в зоне вторичного обогащения в 2–3 и более раз превышает содержание металла в неокисленных рудах. Вторично обогащенными рудами в зоне цементации могут быть также руды урана, серебра, сульфидного золота, иногда никеля.

2.3.2. Группа месторождений россыпей

Месторождения россыпей формируются в процессе разрушения горных пород и перераспределения ценных минералов, устойчивых при транспортировке. В россыпях могут концентрироваться только те минералы, которые обладают следующими главными свойствами: 1) высокая плотность, 2) химическая устойчивость в экзогенных средах, 3) достаточная физическая прочность на истирание и дробление. К этой категории относятся следующие *важнейшие рудные минералы россыпей* (в скобках указаны значения плотности в г/см^3): золото (19,3–15,6), платина (19–14), киноварь (8,2–8), колумбит, танталит (8,2–5,15), гранат (8,6–4,3), топаз (8,6–3,5) вольфрамит (7,7–7,2), касситерит (7,1–6,8), шеелит (6,1–5,9 м), монацит (5,3–4,9), магнетит (5,2), ильменит (5–4), циркон (4,7), (рутил (4,3–4,2), корунд (4,1–3,9), алмаз (3,5 г/см^3)).

На месте разрушения коренных источников ценных минералов возникают *элювиальные* россыпи. При смещении дезинтегрированного материала формируются *делювиальные* россыпи, его накопление у подножия склонов может привести к образованию *пролювиальных* россыпей. Обломочный и гранулированный материал служит основой для образования класса речных или *аллювиальных* россыпей. Вдоль берегов озер, морей и океанов размещаются прибрежные или *литоральные* россыпи. Ледниковая деятельность

приводит к образованию ледниковых или *гляциальных* россыпей. В результате деятельности ветра формируются *эоловые* россыпи.

По форме залежей в месторождениях россыпей выделяются плащеобразные, линзовидные, лентообразные, шнурковые и гнездовидные разновидности, размеры их весьма разнообразны. Мелкие косовые или русловые россыпи верховьев рек гнездовой или линзовидной формы едва достигают десятка метров по длинной оси; в хорошо проработанных долинах рек прослеживаются в длину на 3–15 км, редко более. Океанические литоральные россыпи в виде серии шнурковых залежей Бразилии, Индии, Африки, Австралии прослеживаются в длину на 200–600 км.

Россыпные месторождения имеют важное промышленное значение. На их долю приходится до половины мировой добычи алмазов, титана, вольфрама, олова, существенное количество золота и платины, редких металлов (танталла, ниобия, циркония), редких земель. Кроме того, из россыпей добывают корунд, рубин, сапфир, гранат (наждак), киноварь, янтарь и др.

2.3.3. Группа осадочных месторождений

Осадочными называются месторождения, возникшие в процессе осадконакопления на дне водоема.

В отличие от россыпей, главным фактором накопления которых является тангенциальная составляющая поля силы тяжести, осадочные полезные ископаемые формируются под влиянием вертикальной составляющей гравитационного поля Земли. По характеру осадконакопления в группе осадочных выделяют четыре класса: 1) механических, 2) химических, 3) биохимических и 4) вулканогенных осадков.

Осадочные месторождения, особенно морские, как правило, имеют крупные размеры – от десятков до сотен километров и более. Мощность пластов рудных залежей может быть от 0,5 м (угли Донецкого бассейна) до 500 м (соли Соликамска).

Осадочные месторождения полезных ископаемых имеют огромное промышленное значение. Среди них известны многочисленные крупные месторождения строительных материалов (гравий, песок, глины, сланцы, известняк, мел, мергель, доломит, гипс, яшма, трепел), ископаемых солей, фосфоритов, руд железа, марганца и алюминия, а также ряда цветных и редких металлов (медь, ванадий и др.). К осадочным принадлежат все месторождения энергетического сырья: уголь, горючие сланцы, нефть, горючий газ, а также некоторые месторождения урана.

Перенос осадочного материала с площади сноса осуществляется в виде: 1) истинных растворов, 2) коллоидных растворов, 3) механической взвеси, 4) волочения по дну. В виде истинных растворов мигрируют соли натрия, калия, магния, кальция, отчасти органическое вещество в виде гуминовых кислот; в растворах рек жаркого климата переносится часть карбонатов кальция, магния, натрия и кремнезема. В форме коллоидов сносятся соединения железа, марганца, алюминия, фосфора, а также ряда малых элементов (урана, хрома, никеля, кобальта, меди и др.). Механическую взвесь речных вод составляют главным образом минералы глин, а также часть соединений железа, марганца, фосфора, щелочно-земельных карбонатов и малых элементов.

Закономерно направленная смена физико-химических условий на поверхности планеты определила одностороннюю направленность процессов формирования осадочных месторождений. Древнейшая атмосфера Земли, изобиловавшая углекислотой, аммиаком и метаном, постепенно превращалась в современную, состоящую на 78 % из азота, на 21 % из кислорода и незначительной примеси углекислоты. Первичная гидросфера, представлявшая собой раствор соляной, фтористой и отчасти серной кислоты, прошла через этап хлоридных, затем хлоридно-карбонатных и далее хлоридно-карбонатно-сульфатных умеренно кислых вод, превратившись, наконец, в современные слабощелочные хлоридно-сульфатные воды современных морей и океанов.

В связи с общей эволюцией среды осадкообразования необратимо менялись и формы накопления вещества полезных ископаемых. Среди карбонатных пород в древние этапы преобладали хемогенные доломиты, уступившие затем место хемогенным известнякам, вскоре вытесненным биогенными известняками. Колоссальное накопление кремнисто-железных руд во внутренних частях древних морей сменяется фрагментарными месторождениями карбонатно-окисных руд в краевых частях морей, а затем и на платформах. Бокситы и фосфориты также постепенно приближаются к береговой линии из палеозоя и в значительной мере перемещаются на континенты. Каустобиолиты в докембрии накапливались лишь в виде шунгитов и горючих сланцев, а расцвет угле- и нефтеобразования относится к послепротерозойскому времени. Галлогенные отложения впервые появляются лишь в палеозое.

Класс механически осадочных месторождений. Типичными представителями механических, или обломочных, месторождений полезных ископаемых служат месторождения строительного сырья – гравия, песка и глины.

По условиям образования месторождений глин выделяются: 1) коры выветривания, 2) делювиальные, 3) аллювиальные, 4) озерные, 5) морские, 6) ледниковые, 7) лессовые. Главные глинообразующие минералы: каолинит, монтмориллонит, аллофан и гидрослюды; кроме того, в состав глин входят различные окислы и гидроокислы, а также примесь неразложившихся частиц минералов (кварц, полевые шпаты и др.).

Класс химически осадочных месторождений. В составе хемогенных осадочных месторождений различают образованные из истинных растворов, к которым принадлежат соли, гипс, ангидрит, бораты, барит, и месторождения руд железа, марганца, алюминия, а также некоторых цветных и редких металлов, возникших из коллоидных растворов.

Месторождения минеральных солей (галогенные, или эвапоритовые) состоят из хлоридов и сульфатов натрия, калия, магния и кальция с примесью бромидов, йодидов, боратов. Галит – главный компонент большинства залежей солей. Почти во всех из них в том или ином количестве содержится ангидрит или гипс, а также примесь карбонатно-глинистого материала.

Формирование соляных месторождений происходило неравномерно в истории осадконакопления. Наиболее значительные эпохи формирования соляных месторождений следующие.

1. В конце рифейского цикла были образованы кембрийские месторождения Восточной Сибири (Ангарио-Ленский бассейн), Якутии, Пакистана.

2. К концу каледонского цикла относятся силурийские месторождения Северной Америки и девонские месторождения Днепровско-Донецкой впадины, Минусинской котловины (Сибирь), Канады.

3. Самое мощное в истории Земли накопление не только каменной, но и калийных солей происходило в конце герцинского цикла в пермское время в Западном Приуралье, в Прикаспии, в Донбассе, на территории Польши, Германии, Англии, Северной Америки.

4. В конце киммерийского цикла были образованы месторождения верхней юры–нижнего мела, известные в Средней Азии, Франции, Англии, Северной и Южной Америке, в Северной Африке.

5. Завершение альпийского цикла связано с широко распространенными третичными соляными образованиями (Закарпатье, Предкарпатье, Закавказье, Прикаспий, Восточные районы Средней Азии, а также в Испании, Португалии, Франции, Германии, Польше, Румынии, Турции, странах Северной Африки и Северной Америки).

Осадочные месторождения железа, марганца и алюминия формируются из суспензий и коллоидных растворов на дне водных бассейнов в сходных геологических условиях и поэтому рассматриваются совместно. Отложения соединений всех трех металлов происходит в прибрежной зоне озер и морей, главным образом, под воздействием электролитов, коагулирующих коллоиды и переводящих их в осадок. В связи с различной геохимической подвижностью соединения железа, марганца и алюминия, происходит их разделение в прибрежной зоне водоемов. Ближе к берегу накапливаются бокситы, затем в верхней части шельфа отлагаются железные руды, а еще далее, уже в нижней части шельфа, происходит накопление марганцевых руд.

Месторождения цветных и редких металлов (меди, ванадия, молибдена, стронция, германия), а также урана образуются вследствие концентрации металлов в составе осадков: 1) битуминозных черных сланцев, 2) фосфоритсодержащих отложений, 3) пестроцветных пород (песчано-глинистых с чередованием слоев серо-зеленого и красного цвета).

Черные сланцы содержат рассеянную вкрапленность сульфидов железа, меди, молибдена, урана, ванадия; кроме того, в их состав входят никель, хром, титан, кобальт, цинк, свинец, серебро, цирконий, редкоземельные и другие элементы. Грандиозные запасы урана известны в толще девонских сланцев формации Чаттануга в США. Первичная концентрация урана в них очень низкая (в среднем 0,066 %), однако огромные массы сланцев обеспечили запасы в 5 млн т. Примером месторождения меди является Мансфельд в Германии. Пласт пермских битуминозных мергелистых сланцев мощностью 20–40 см прослежен на несколько километров. В нем тонко распылены: борнит, сфалерит, халькозин, реже пирит, блеклая руда, самородное золото. Руды рассматриваются как продукт взаимодействия морской воды, содержащей катионы металлов, с десульфурными бактериями спрелевого ила на дне моря.

Фосфорсодержащие породы часто содержат повышенное количество урана, нередко сопровождаемого ванадием, серебром, свинцом, молибденом и другими элементами.

Пестроцветные отложения содержат осадочные месторождения меди, урана и стронция (Восточные Альпы, Центральное плато Франции и др.). Рудная минерализация локализуется в серо-зеленых пачках, образованных в восстановительных условиях.

Своеобразные месторождения марганца и железа выявлены в последние годы на дне современных океанов. Грандиозные запасы руд сосредоточены в железомарганцевых конкрециях, выстилающих крупные площади дна Тихого, Атлантического и Индийского океанов. Средний состав конкреций (в %): Mn 20 (40–8 %); Fe 16 (26–2,5 %);

Co 0,33 (2,5–0,2 %); Ni 0,6 (2–0,2 %); Cu 0,35 (1,6–0,33 %); Pb 0,35–0,2; Zn 0,08–0,4; Ag 0,0003.

Ресурсы железо-марганцевых конкреций в придонной части Мирового океана достигают колоссальной цифры $2,5 \cdot 10^{12}$ т, что на 2–4 порядка выше запасов, учтенных во всех месторождениях железа и марганца на континентах.

Класс биохимически осадочных месторождений. Биохимические месторождения формируются вследствие выборочного освоения морскими организмами определенных элементов и накопления их на дне водоемов. Так формируется значительная масса органики, карбонатов, фосфатов и кремнезема. Формирование биохимических осадочных месторождений можно показать на примере фосфоритов.

Источником фосфора служит сравнительно легко растворимый апатит магматических пород. Фосфор, сносимый в морские водоемы, активно осваивается животными и растительными организмами. Концентрация фосфора в костях, панцирях, тканях и крови морских организмов достигает значительных размеров. Например, содержание фосфорнокислого кальция в костях позвоночных животных достигает 60 %, а в раковинах некоторых раков до 80–90 %.

Фосфоритовое месторождение может образоваться при наличии глубинного течения, направленного из глубокой части к берегу водоема. В этом случае (Апвелинга), когда глубинные холодные воды, насыщенные CO_2 и P_2O_5 , подводятся глубоководными течениями в область материкового шельфа, неизбежно наступает уменьшение парциального давления CO_2 . В результате воды становятся пересыщенными по отношению к карбонатам кальция и фосфора, возникают условия для химической осадки кальцита и фосфорита, их концентрации на склоне шельфа и образования пластов фосфоритов. Таковы месторождения Каратау в Западном Казахстане, многочисленные месторождения формации Фосфория в западных штатах США и др.

Геологический возраст фосфоритовых месторождений широк и разнообразен. К древнейшим, протерозойским, принадлежат небольшие метаморфизованные месторождения Сибири (Слюдянка), Индии, Австралии, Китая и др. Юрский возраст имеют егорьевские фосфориты Подмосковья и Центрального плато Франции и др. Обильны фосфориты мелового периода, известные на Русской платформе (вятские, хоперские, саратовские и др.), в Египте, на севере Южной Америки, в Мексике, Индии, Австралии. К палеогеновым относятся фосфоритовые месторождения восточного склона Урала, Марокко, Алжира и др. Неогеновые месторождения фосфоритов известны в США, Перу, Япо-

нии, на Филиппинах. Главнейшими эпохами фосфоритообразования являются кембрийская, ордовикская, пермская, меловая, третичная.

Месторождения нефти и газа посвящена огромная литература, сведенная в специальные курсы. Все гипотезы происхождения нефти разделяются на 2 группы – органического и неорганического генезиса. Среди неорганических гипотез могут быть названы карбидная, вулканическая, плутоническая, подкоровая и космическая. Космическая гипотеза, предложенная В. Соколовым, обосновывается фактами нахождения битумов в метеоритах и наличием углеводородов в хвостах комет, а также в атмосфере планет Юпитер, Сатурн, Уран и Нептун.

Нефть и газ способны мигрировать из одних структур локализации в другие, поэтому о времени их образования говорить трудно. Можно лишь определять возраст вмещающих их толщ.

По особенностям строения залежей газа и нефти различаются пластовые и массивные формы залежей. Основная особенность пластовых залежей заключается в приуроченности скоплений нефти и газа к строго определенным пластам – коллекторам. Массивные залежи в своей локализации не подчиняются определенным пластам. Они подразделяются на залежи структурных, рифовых, соляных и эрозионных выступов.

Класс вулканогенно-осадочных месторождений. Среди них выделяют вулканогенно-осадочные полезные ископаемые, находящиеся среди туфов, перемежающихся с пластами морских осадочных пород на склонах вулканов и у их подножья. Вулканогенно-осадочными в определенной степени можно считать и колчеданные руды, рассмотренные выше, в связи со спецификой субмаринного рудообразования, в качестве особой группы.

3. ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Региональные закономерности размещения месторождений являются предметом исследований региональной металлогении в глобальных, региональных металлогенических поясах и провинциях, областях и зонах. Металлогеническая провинция – часть земной коры в пределах щитов и платформ или возникшая на месте складчатых областей – объединяет разнообразные взаимосвязанные рудоносные площади: металлогенические зоны, блоки и пр. Названия провинций обычно географические (например, Забайкальская золото-молибден-вольфрамовая, Воронежская никеленосная и т. п.).

Месторождения полезных ископаемых локализованы в определенных геологических структурах Земной коры. Каждый тип структур, имея собственную историю фор-

мирования, обладает специфической металлогенией. Среди основных крупных металлогенических структур земной коры различаются три типа [1]: I – щиты и платформы; II – подвижные складчатые пояса; III – активизированные области.

3.1. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Из множества факторов рудоотложения важнейшими представляются структурно-тектонические. Их изучению, картированию в целях металлогенического анализа, особенно рудных узлов и районов, традиционно придается большое значение, что находит отражение в многочисленных публикациях [25]. В настоящем пособии приведем лишь важнейшие определения и представления о структурно-тектонических условиях размещения полезных ископаемых. Структура в данном случае – пространственное расположение и форма залегания геологических тел, взаимоотношение комплексов горных пород и руд.

Структурно-геологические факторы, контролирующие оруденение, разделяют на региональные (глубинные разломы, геосинклинали, платформы) и локальные, включающие рудные районы и узлы, поля и месторождения. В практическом отношении важно различать дорудные, внутрирудные и пострудные структуры.

Глубинные разломы – это длительно живущие в течении одного или нескольких тектонических циклов ослабленные линейные зоны. Глубинные зоны различных порядков образуют сеть планетарного масштаба. Они образуют системы, простые и сложные группы, сопровождаются оперяющими разрывами. Различают сквозные (открытые) и скрытые глубинные разломы. Сквозные разломы достигают дневной поверхности в виде протяженных зон смятия или рассланцевания, дробления. Глубинные разломы пролегают на границах тектонических структур различных порядков, разделяя материки и океаны, геосинклинальные системы и платформы, зоны подвижных поясов, структурно-формационные зоны, блоки и др. Они ограничивают ареалы распространения комплексов магматических пород, а также рудные районы. Участки пересечения глубинных разломов благоприятны для локализации рудных узлов и рудных полей.

Геосинклинали представляют собой главные разделы литосферных плит геологического прошлого [12]. В концепции тектоники литосферных плит они находят свое законное место как наиболее деформированные и мобильные участки земной коры, где накапливаются самые мощные слоистые толщи. Необходимо подчеркнуть целостность и глубину представлений отечественной школы о связи рудных месторождений с геосинклинальным процессом, а также об их распределении в пространстве и времени [20, 21 и

др.]. Эти представления, основанные на анализе и синтезе огромного фактического материала, накопленного за многие десятилетия исследований, не могут быть отвергнуты при появлении любой новой концепции. Для металлогенической специализации геосинклиналей наибольшее значение имеет сравнительная интенсивность магматизма ранней и поздней стадий их развития.

Платформы состоят из трех геотектонических элементов, резко отличающихся комплексами слагающих их пород и характером металлогении: 1) основание, или нижний структурный ярус; 2) чехол, или верхний ярус платформенных осадочных пород; 3) зоны тектоно-магматической активизации.

Нижний – метаморфический ярус обнажается на щитах, составляющих в ряде платформ значительные площади; сложен преимущественно докембрийскими метаморфическими горными породами с характерными месторождениями железных и марганцевых руд.

Верхний ярус – чехол платформы сложен слабо дислоцированными осадочными формациями: песчано-глинистой, битуминозной, кварц-песчаной, карбонатной. Типоморфными являются месторождения бокситов, железных и марганцевых руд, фосфоритов.

Зоны тектоно-магматической активизации занимают значительные площади. По степени проявления тектонической и магматической активизации платформы делят на четыре группы: интенсивно активизированные, активизированные, слабоактивизированные и неактивизированные. К первой группе относятся восточная часть Китайской платформы, западная и южная части Африканской платформы. К активизированным относятся Балтийский щит Русской платформы, Сибирская и Африканская. В слабоактивизированных платформах, примером которых представляется Южная часть Северо-Американской платформы, могут размещаться стратиформные свинцово-цинковые месторождения типа долины Миссисипи, рассматриваемые как телетермальное отражение магматической активизации.

Локальные структуры – рудоносные – неотъемлемая часть общегеологических структур, развитых в земной коре. Структурный контроль – закономерная приуроченность рудных тел к тем или иным структурным элементам. По отношению ко времени рудоотложения среди рудоконтролирующих геологических структур выделяют дорудные, внутрирудные и пострудные.

Дорудные структуры рудных полей и месторождений разделяются на четыре серии: тектоногенную, тектоно-магматогенную, тектоно-метаморфогенную и тектоно-экзогенную.

Внутрирудные структуры определяют размещение и локализацию различных типов руд в пределах рудного тела, форму, характер залегания участков с различной концентрацией главных металлов, – спутников и вредных примесей. Особое значение имеют структуры, обуславливающие размещение в рудных телах участков богатых руд – рудных столбов.

Пострудные структуры рассматриваются как характеризующие современный облик рудных залежей. Знание их необходимо в качестве критериев обнаружения рудных тел при локальном прогнозировании.

Важнейшими для мест локализации (размещения) полезных ископаемых являются *дорудные структуры*, систематика которых строится на генетической основе. По Г.Ф. Яковлеву [25] они подразделяются на 4 серии:

1. Тектоногенные структуры.

1.1. Слабодислоцированные (рудные поля в слоях стратиморфных в чехлах платформ).

1.2. Зоны складчатости общего смятия, нагнетания (солярные, купола, дианированной складчатости).

1.3. Зоны разломов: сжатия (надвиги, взбросы, сдвиги); растяжения (сбросы, раздвиги).

1.4. Трещинные и кливважныены (типичные гидротермальные месторождения).

2. Тектоно-магматогенные структуры.

2.1. Плутоногенная группа структур.

2.1.1. Структуры внутри- и околоинтрузивных зон (Cr, Cu–Ni, Ti–Mgt, ТМ, апатитовых руд).

2.1.2. Структуры апикальных и надапикальных зон гранитных массивов (пегматиты, грейзены, альбититы, гидротермальные руды).

2.1.3. Структуры контактовых зон интрузивов гранитоидов (скарново-рудные поля):

а) протоинтрузивные (трещинные, кливинные);

б) структуры внедрения и оседания;

в) интрузивно – тектонические;

г) складчатые структуры приконтактных зон;

д) тектонические разрывные, размыкающие интрузив рудоносный.

2.1.4. Зоны развития малых интрузий и даек:

Выделяются три генетических группы малых интрузий и даек:

а) субвулканическая (связана с вулканогенными комплексами);

- б) гипабиссальная (дайки как дериваты интрузий);
- в) самостоятельная – комплекс малых интрузий (часто в зонах активизации).

2.1.5. Структура зон развития взрыва (алмазы, грейзены и т.п.).

Структуры взрыва (трубки, линзы, жилы) могут иметь магматическое или пневматолиито-гидротермальное происхождение.

2.2. Вулканогенная группа структур

2.2.1. Положительные структуры:

- а) вулканогенные поднятия (региональные структуры);
- б) вулcano-купольные структуры (стратовулканы и т.п.);
- в) вулcano-биклиальные.

2.2.2. Отрицательные структуры:

- а) вулcano-тектонические депрессии (грабены, трогии, рифты);
- б) кальдеры (обусловлены понижением уровня магмы);
- в) межвулканические депрессии (между стратовулканами: Лениногорское р.п., Алтай).
- г) стратовулканические депрессии – связаны с подземными взрывами с образованием трубок взрыва (карбонатитовые поля Африки, полиметаллические руды в США).

2.2.3. Вулcano-корневые структуры – можно наблюдать при значительном эрозионном срезе вулканогенных структур.

3. Тектоно-метаморфогенные структуры.

3.1. Гранито-гнейсовые купола характеризуются размерами от первых километров до десятков километров в поперечнике.

3.2. Зеленокаменные зоны – синклинального типа структуры, окаймляющие гранито-гнейсовые купола.

3.3. Зоны смятия – протяженные на сотни километров зоны интенсивной тектонической дислокации (например, Иртышская зона смятия и т.п.).

4. Тектоно-экзогенные структуры.

4.1. Континентальная группа.

4.1.1. Денудационные – поверхности выравнивания (структуры локализации остаточных руд).

4.1.2. Эрозионные – структуры, выработанные проточной водой (структуры локализации россыпей).

4.1.3. Карстовые структуры.

4.2. Морская (субмаринная) группа (баровые, рифовые, оползневые, пляжевые и подводного склона и др.).

4.3. Тектоническая группа (поверхностные мульды, купола).

Наряду со структурными огромное значение имеет периодичность рудогенеза во времени.

3.2. ПЕРИОДИЧНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

В исторической металлогении намечаются два важнейших рубежа зарождения эндогенного рудообразования: 3800 млн лет – появление колчеданного рудообразования, метаморфогенных пегматитов и собственно магматических руд; 2500 млн лет – начало образования постмагматических месторождений скарновой, грейзеновой, альбититовой и гидротермальной генетических групп.

В соответствии с общепринятой периодизацией геологической истории, предлагается (по В.И. Смирнову, [20, 21]) выделять шесть периодов формирования рудных месторождений. В каждом периоде возможно выделение определенных металлогенических этапов. Под *металлогеническим этапом* понимается отрезок геологического времени, в течение которого развивается специфический комплекс месторождений полезных ископаемых. Обычно металлогенические этапы совпадают с крупными периодами складчатости и магматизма.

1. *Лунный период* (5,0–3,8 млрд лет назад) и отвечающий ему гренландский этап характеризует зарождение земной коры. По мнению В.И. Смирнова, в этот период еще не возникли условия для образования рудных месторождений.

2. *Нуклеарный период* (3,8–2,8 млрд лет назад) и соответствующий ему кольский этап знаменуют появление наиболее ранних эндогенных рудных месторождений хромитов и сульфидных медно-никелевых руд, слюдяных и редкометальных пегматитов, колчеданных руд и гидротермальных руд золота.

3. *Протогеосинклинальный период* разделен на два этапа – беломорский (2,8–2,5 млрд лет назад) и карельский (2,5–1,65 млрд лет назад). Ему свойственны два периода базальтоидного магматизма и два периода гранитоидного магматизма, обусловивших формирование соответствующих групп магматических и постмагматических месторождений полезных ископаемых – хромитов и платины (Бушвельд, Великая Дайка Африки), ликвационных медно-никелевых руд (Садбери – Канада), месторождений мус-

ковитовых и редкометальных пегматитов. На обособившихся к тому времени древних платформах сформировались уникальные по запасам месторождения железистых кварцитов (КМА. Кривой Рог – Восточно-Европейская платформа, Гурон – Северо-Американская платформа и др.), уникальных золото-урановых конгломератов Витватесранда (ЮАР), Блайнд Ривер (Канада), месторождений марганца гондитовой формации, золота и платиноидов черносланцевой формации.

4. *Интергеосинклинальный период* с интервалом времени 1650–1350 млн лет и соответствующий ему готский этап характеризуют «антракт» эндогенной металлогенической деятельности, обусловленный временным затуханием тектонической и магматической активности.

5. *Неогеосинклинальный период* в границах времени 1350–50 млн лет распадается на пять этапов: *зренвильский* (или раннебайкальский – 1350–1000 млн лет), *байкальский* (1000–600 млн лет), *каледонский* (600–400 млн лет), *герцинский* (400–250 млн лет) и *киммерийский* (250–100 млн лет). Согласно В.И. Смирнову, металлогения этого периода хорошо согласуется со стадиями геосинклинального развития (начальная стадия с базальтоидным магматизмом и соответствующей металлогенией и последующая стадия гранитоидного магматизма и постмагматического рудообразования) на каждом этапе рудообразования. Генетические группы эндогенных месторождений были необычайно выдержанными; раз возникшие группы и классы эндогенных месторождений повторялись в последующие этапы, не вымирали и не заменялись новыми. Вместе с тем, следует отметить, максимум гидротермальной группы месторождений приходится на каледонский и герцинский этапы рудогенеза, что может быть признаком необратимости в геологической истории рудообразования.

6. *Рифтовый период* отвечает позднему, *альпийскому*, этапу геологической истории (100–0 млн лет). Характеризуется преобладающим развитием рифтовых систем. Металлогения разломной тектоники этого периода ярче всего проявлена в зонах активизации древних платформ и областей завершённой складчатости, а также в третичных вулканических поясах на континентах.

3.3. ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Они определяют характер и тип геологических процессов и соответствующий этим процессам тип оруденения, последующие изменения этого оруденения и его воз-

можною сохранность. Стороники концепции тектоники плит пользуются понятием «геодинамические обстановки», которое в строгом смысле не является синонимом, а несколько уже понятия «геотектонические обстановки».

Разные геотектонические обстановки отличаются различным магматизмом, например, щелочные интрузии приурочены к внутриконтинентальным рифтовым зонам, трансформным разломам и горячим точкам, а известково-щелочной магматизм приурочен к зонам субдукции. Геотектонические обстановки контролируют природу осадочных серий, их геометрию, мощность, состав и фациальные особенности, а следовательно, сингенетические, диагенетические и эпигенетические месторождения полезных ископаемых.

От геотектонической обстановки зависит характер и степень деформаций (разрывных или складчатых), метаморфизма, а также сохранность руд и вмещающих пород. Наконец, геотектонические обстановки определяют интенсивность теплопотока и геотермический градиент – важнейшие факторы циркуляции рудообразующих растворов и отложения рудной минерализации.

На современной поверхности Земли выделяется [12] четыре класса геотектонических обстановок, в каждом из которых различаются определенные типы (табл. 2).

Таблица 2

Класс	Типы геодинамических обстановок и их положение на поверхности Земли		
	Континентальные обстановки	Переходные зоны	Океанические обстановки
1. Стабильные и относительно стабильные геодинамические обстановки (кратоны)	1.1. Платформы и щиты	1.2. Дно окраинных отгороженных морей	1.3. Абиссальные впадины (ложе океанов)
	1.А. Зоны внутриплитной активизации		
	1.А.1. Трапповые провинции, поля интрузий щелочных гранитов, сиенитов, ультрабазит-щелочных (с карбонатами) интрузий, кимберлитовых трубок и даек.		1.А.2. Цепи вулканических островов, подводных гор и плато.
	2.А. Субдукционные обстановки		

2. Конвергентные границы плит	2.А.1. Микроконтиненты	2.А.3. Глубоководные желоба	
	2.А.2. Активные окраины континентов (кордильерский и андийский типы)	2.А.4. Островные дуги энсиматические	
	2.Б. Коллизионные обстановки		
	2.Б.1. Зоны столкновения островной дуги с континентом	2.Б.2. Зоны столкновения микроконтинента с континентом	2.Б.5. Зоны скупивания океанической коры
	2.Б.3. Зоны столкновения континентов (Гималайский тип)		
	2.Б.4. Зоны столкновения континентов (Кавказский тип)		
3. Дивергентные границы плит, раздвижения земной коры (тафрогены)		3.1. Дно срединных океанических хребтов (поднятия), подтипы медленного и быстрого спрединга	
	3.3. Пассивные окраины континентов и микроконтинентов (атлантический тип)		
	3.4. Авлакогены (недоразвившиеся ветви рифтов)		
	3.5. Межконтинентальные рифты (красноморский тип)		
	3.6. Рифтовые зоны		
4. Зоны скольжения (трансформные разломы)	4.1. Разломы I рода (рифт-рифт)		
	4.2. Разломы II рода (рифт-зона субдукции)		
	4.3. Разломы III рода (зона субдукции – зона субдукции)		
	4.Б. Короткие системы спрединга в связи с трансформными разломами (пул-апорт бассейны)		

Обстоятельная характеристика металлогении выделенных типов геодинамических обстановок изложена в публикации [12]. Здесь остановимся лишь на наиболее важных аспектах металлогении отдельных геодинамических обстановок.

Абиссальные впадины (1.3) расположены на глубине от 2–3 до 5–6 км (в среднем 4–5 км) от уровня мирового океана. Пелагические осадки представлены кремнистыми и известковыми илами, глубоководными глинами. В пределах абиссальных впадин (поля Клариян-Клиппертон, Калифорнийское, Центрально-Тихоокеанское и др.) сосредоточены

ны колоссальные запасы комплексных (Fe, Mn, Ni, Cu, Co) руд в виде железомарганцевых конкреций и корок. Их общие запасы оцениваются в 350–1700 млрд т!

Дно спрединговых окраинных морей (3.1). Молодые окраинные моря (Японское, Восточно-Китайское, Южно-Китайское, Краллово, Тасманово) возникли в олигоцене – миоцене. Они характеризуются накоплением преимущественно терригенных осадков, мощность которых возрастает к континентам. Среди них обнаружены трубчатые каналы гидротерм заполненные сфалертом и опалом, сульфидные металлоносные отложения с медно-цинковой специализацией.

Срединно-океанические хребты (3.2) образованы в результате спрединга (раздвижения) литосферных плит; характеризуются значительной шириной (от сотен до тысячи километров) и протяженностью (до 60 тысяч километров!). Ультрамафиты верхней мантии – дуниты и гарцбургиты – содержат залежи хромитовых руд (Кипр, Куба – мезозойские; Филиппины – третичные), с перидотитами и серпентинитами связаны месторождения никеля, железа, титана, золота, платиноидов, асбеста, талька и магнезита (Филиппины, Италия, Греция, позднемезозойские, раннетретичные). Базальты океанических хребтов сопровождаются гидротермальными сульфидными рудами. Колчеданные медно-цинковые руды найдены почти во всех современных быстросрединговых срединно-океанических хребтах.

Пассивные окраины континентов (3.3) чаще всего возникают в результате спрединга океанического дна. Для них характерны следующие рудоносные геологические формации и полезные ископаемые: 1) черные сланцы, кремни, доломиты, обычно трансгессивно залегающие; месторождения фосфоритов (Перу, Западная Африка, современные образования; Флорида, США, миоцен); 2) трансгессивные глубоководные толщи морских осадков с рудами урана, цветных (Pb, Zn) и благородных (Au, Ag) металлов (Алум-Шейле, Швеция, кембрий); 3) мелководные морские обломочные породы с месторождениями железных руд типа Минетта (Западная Европа, юра; Восточные районы США, силур); 4) пески морских побережий - литоральные россыпи ильменита, рутила, циркона (Южная Африка, восточное побережье Австралии, современные); 5) погребенные карбонатные породы шельфовых зон с эпи- и сингенетическими полиметаллическими (Pb, Zn) месторождениями (Долина Миссисипи, США, кембрий, карбон; Ирландия, карбон; Южные Альпы, триас).

Трансформные разломы (4) в континентальной коре разделяются на генетически связанные с диагональной субдукцией океанического дна и на являющиеся продолжением океанических трансформных разломов. Возможным примером оруденения (по Л.Н. Овчинникову [11]) могут служить кальцит-кварцевые жилы и линзы с сульфидами сурьмы зоны трансформного кайнозойского разлома Чаман в Пакистане. С продолжением океанических трансформных структур на континентах связываются месторождения карбонатитов в Анголе и Намибии (Африканский щит), Бразилии (Бразильский щит), алмазоносных кимберлитов (преимущественно мелового возраста), месторождения Австралии, Западной Африки, Бразилии, а также месторождения Cu, Ni, Pt, Au, Ti в рассоенных юрских интрузиях базитов и гипербазитов (Фритуан, Западная Африка).

Редкой, но важной в металлогеническом отношении является обстановка структур пул-апарт (т.е. растянутый в сторону, сдвига-раздвиг в переводе с английского).

Пул-апарт-бассейны (4.Б) возникают на дне океана, в переходной зоне океан-континент, на континентальной коре (например, оз. Иссык-Куль) в результате образования коротких систем спрединга в связи с трансформными разломами. В пределах пул-апарт бассейнов океанического дна следует ожидать формирование стратиформного экстракционно-осадочного редкометального (U, W, Sn, Mo), железорудного, содержащего крупные концентрации редких (Ta, Nb) и редкоземельных (La, Ce и др.) элементов [26]. Однако на современном океаническом дне до сих пор не найдены такие месторождения, палеоаналоги которых широко развиты в палеозойских, реже мезозойских и позднедокембрийских складчато-надвиговых поясах (например, фольфрам-молибденовое месторождение Тырны-Ауз, касситеритовое стратиформное Ренисон-Белл, Австралия, железорудное с редкими и редкоземельными металлами Баян-Обо, Китай и др.).

Коллизионные обстановки (2.Б) Авторы методического руководства [12] выделяют несколько геодинамических обстановок, связанных со столкновением литосферных плит (табл. 2), в каждой из которых формируются определенные типы полезных ископаемых. В зонах скупивания океанической коры возможно накопление черносланцевых пород, обогащенных золотом и фольфрамом, а также урана (Шмерхау, Германия). Особенно показательны ртутные, сурьмяно-ртутные и сурьмяные стратиформные залежи в карбонатных породах и листвинитах (Южно-Ферганский пояс, Тянь-Шань; Сигуаньшань, Китай). Возможны образования месторождений никеля на ранней стадии закрытия окраинного моря, хромитов и медно-цинковых колчеданных руд в верхних покровах и шарьяжах молодой океанической коры (Новая Каледония, Южный Урал).

В зонах столкновения островной дуги с континентом проявлены медно-цинковые колчеданные руды, золото-серебряные с марганцем, свинцом и медью (Мороуб, Папуа-Новая Гвинея).

В зонах столкновения микроконтинента с континентом характерен кислый магматизм (вулканы, коллизионные граниты) с многочисленными месторождениями олова, вольфрама (грейзеновые и пегматитовые – Верхоянская группа, Главный оловоносный пояс Малайзии), золота (Верхоянье). Уран-молибденовые и молибден-урановые гидротермальные месторождения Восточного Забайкалья (Стрельцовское, Тулукеевское) приурочены к надвиговой структурно-металлогенической зоне на окраине палеоконтинента [12].

В зоне столкновения континентов гималайского типа рудообразование проявлено не столь значительно. К шовной зоне приурочены метаморфические месторождения магнетита, талька (в офиолитах). К покровам океанической коры приурочены хромитовые руды, залежи медно-цинковых и марганцевых руд.

В зоне столкновения континентов кавказского типа показательны медно-молибденовые месторождения порфировой формации (Каджаран, Армения), марганцевые вулканогенно-осадочные руды (Чиатура, Грузия), медистые песчаники (Ферганский бассейн, Тянь-Шань).

Обстановки зон внутриплитной активизации (1.А). Сюда относятся так называемые «горячие точки», образованные в результате термальных процессов в глубинных зонах литосферных плит, а также рифты – предвестники зарождающихся границ плит. Внутриконтинентальные горячие точки и следы горячих точек характеризуются магматическими неорогенными образованиями:

а) щелочные базальты с россыпными месторождениями ювелирных камней (сафиры, рубины, шпинель, циркон);

б) карбонатиты с магматическими и метасоматическими месторождениями апатита, магнетита, флогопита, редких металлов (Ta, Nb, TR) (Кольский п-ов и др.);

в) агпайтовые (щелочные) граниты с гидротермальными месторождениями урана (Бокан-Маунтин, Аляска; Аппалачи);

г) плюмазитовые (глиноземстые) и агпайтовые граниты с постмагматическими месторождениями олова, ниобия (Плато Джос, Нигерия; Сент Фроансис, США; Рондония, Бразилия).

Внутриконтинентальные рифты и авлакогены (под авлакогенами подразумевают недоразвившиеся рифты). В рифтовых системах, в общем случае, вначале извергаются

кислые и основные лавы, но по мере утонения прогрессирующего утонения континентальной коры проявление вулканизма становится типично океаническим базитовым. Геодинамические обстановки характеризуются определенным набором магматических и осадочных формаций с соответствующими месторождениями полезных ископаемых:

а) магматиты: базиты и гипербазиты с месторождениями медно-никелевых, хромитовых руд (Великая Дайка, Зимбабве, ранний протерозой; Бушвельдский комплекс ЮАР, ранний протерозой; Норильский рудный узел, Сибирь, палеозой);

б) карбонатиты с магматическими и метасоматическими месторождениями апатита, пироклора, медно-урановых руд с редкометальной минерализацией, редкоземельных руд (Пилабара, ЮАР, протерозой; Томтор, Сибирь, поздний мел и др.);

в) базальтовый магматизм трапповой формации с месторождениями исландского шпата, драгоценных камней, магнетитовых железных руд (Сибирская провинция, рубины и сапфиры Кампутчии и Таиланда, Коршуновское, Рудногорское месторождения железных руд Ангаро-Илимской провинции, Сибирь);

г) щелочные комплексы с месторождениями апатита (Сынныр, Забайкалье).

Осадочные толщи и месторождения: 1) известковистые и битуминозные глинистые сланцы и подстилающие их эвапориты содержат страифицированные месторождения меди (Атлантическое побережье Африки, апт; медистые сланцы Северной Европы, пермь; медный пояс Замбии, Заира, поздний протерозой); 2) битуминозные глинистые сланцы в терригенных толщах со стратифицированными полиметаллическими (свинец, цинк, серебро) месторождениями типа Салливан (Салливан, Британская Колумбия, поздний протерозой; Маунт-Айза, Австралия, поздний протерозой и др.); 3) черные сланцы с месторождениями полиметаллических руд, золота, платиноидов (Амазонская зона разломов, мел; Прогиб Бенуэ, Нигерия, мел и др.); 4) озерные рассолы и эвапориты – современные месторождения солей натрия, калия, магнезита, фосфатов в Восточно-Африканском рифте; месторождения галита и сильвина Северного моря (эвапориты цехштейна, пермь).

С рифтогенными разломами связаны месторождения флюорита (запад Северной Америки, кайнозой; Восточно-Африканский рифт, Рейнский грабен), каврц-молибденитовые жилы в древнем фундаменте, содержащие серебро и арсениды кобальта и никеля (грабен Осло и рифт Кивино).

3.4. ФОРМИРОВАНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ С ПОЗИЦИЙ КОНЦЕПЦИИ ГЕО-СИНКЛИНАЛЕЙ И ТЕКТОНИКИ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

Более ста лет господствовала *геотектоническая концепция геосинклиналей*, сыгравшая огромное значение в познании геологии вообще и закономерностей образования полезных ископаемых в частности.

Главная идея основоположника концепции геосинклиналей Дж. Холла, изложена в работе 1859 года и заключается в следующем: « Горы возникли в результате гигантской инверсии рельефа, за счет опущенных регионов, где они зародились». Сам термин «геосинклиналь» был введен позже Дж. Дэна, в 1873 году. Выработанные за более чем вековой период представления о закономерностях размещения месторождений полезных ископаемых в эволюционной истории формирования складчатых геосинклинальных областей в сжатой форме изложены в монографии В.И. Смирнова «Геология полезных ископаемых», выдержавшей четыре издания [20]. В развитии геосинклиналей наиболее отчетливо различаются три главных стадий (по В.В. Белоусову и др.): ранняя, средняя и поздняя, – каждая из которых характеризуется своими особенностями магматизма, седиментогенеза, тектоники и рудообразования.

Ранняя или доскладчатая, доорогенная, или собственно геосинклинальная, стадия занимает время от заложения геосинклинали до главных фаз складчатости, приводящих к инверсии геосинклинали. Ранняя стадия определяется наличием глубоких расколов, вдоль которых в устойчиво прогибающемся ложе геосинклинали накапливаются мощные толщи вулканогенно-осадочных и осадочных пород, пронизанные интрузиями основного и ультраосновного состава с формированием комплекса эффузивных, интрузивных и осадочных пород ранней стадии ряд характерных геологических формаций и сопутствующих месторождений полезных ископаемых.

– Формация субмаринных вулканогенных базальт-риолитовых пород, с которой ассоциируют колчеданные месторождения руд меди, свинца, цинка, а также оксидных руд железа и марганца.

– Формация ультраосновных – перидотитовых – пород с магматическими месторождениями хромитов и элементов платиновой группы (осмий, иридий).

– Формация габбровых пород с магматическими месторождениями титаномагнетитовых руд и элементов платиновой группы (платина, палладий).

– Формация плагиогранит-сиенитов, для которой очень характерны скарновые месторождения железных и медных руд.

Среди осадочных пород ранней стадии можно выделить пять главных формаций: 1) обломочная формация конгломератов, песчаников, алевролитов и глин, используемых в качестве строительного сырья; 2) карбонатная формация с пластовыми залежами осадочных месторождений лимонитовых и карбонатно-оксидных руд марганца, бокситов, фосфоритов, известняков и доломитов; 3) шамозитовая формация с характерными силикатными рудами железа, реже марганца; 4) кремнистая, или яшмовая, формация иногда содержащая убогую железную или марганцевую руду; 5) битуминозная, или черносланцевая, формация, сложенная сланцами с повышенным количеством рассеянного органического вещества и тяжелых металлов, главным образом, в форме сульфидов железа, меди, цинка, молибдена и других, реже в форме оксидов (уран, ванадий).

Средняя (соскладчатая, предорогенная) стадия геосинклинального развития характеризуется сменой прогибания геосинклинального ложа его воздыманием, обычно в осевой части, в форме срединного поднятия с последующим разрастанием приподнятой области к периферии. В эту стадию формируются батолитические массы гранитоидов двух формаций: умеренно кислых гранитоидов состава от габбро до гранодиоритов и гранитов. Типична ассоциация скарновых месторождений вольфрамовых руд, а также гидротермальных месторождений золота, меди, молибдена, иногда свинца и цинка; формация нормальных и крайне кислых гранитоидов состава гранитов – аляскитов, для которой особенно устойчива ассоциация пегматитовых и альбитит-грейзеновых месторождений руд олова, вольфрама, тантала, лития, бериллия.

Для средней стадии геосинклинального развития особенно характерны две осадочные формации – флишевая и каустобиолитовая. Флишевая формация накапливается за счет размыва быстро растущих центральных поднятий, распространяясь на крылья геосинклинали; с ней связан разнообразный комплекс месторождений строительных материалов: известняков, глин, мергелей, в том числе цементных. Каустобиолитовая формация характеризуется глинисто-песчаным составом с пластами горючих сланцев, иногда углей; местами угленосные фации по простиранию переходят в битуминозные и даже нефтеносные толщи.

Поздняя (орогенная, постскладчатая) стадия соответствует переходу мобильного складчатого пояса в молодую платформу. В эту стадию проявляются магматическая формация малых интрузий и эффузивная формация андезитов-дацитового состава.

Формация малых интрузий – одна из самых продуктивных магматических формаций, с которой парагенетически связаны гидротермальные месторождения руд цветных, редких, радиоактивных и благородных металлов, а также скарновые месторождения свинцово-цинковых, вольфрам-молибденовых и других руд. Формация представлена серией гипабиссальных изверженных пород от диорит-порфиритов до гранит-порфиров и сиенит-порфиров. С эффузивной формацией пород преимущественно андезитодацитового состава связано формирование различных, часто сложного минерального состава, вулканогенно-гидротермальных месторождений.

Для поздней стадии геосинклинального развития характерны разнообразные осадочные формации, важнейшие из которых: молассовая, пестроцветная, соленосная, углеводородосодержащая песчано-глинистая.

Молассовая формация накапливается в предгорных прогибах, сложена пестроцветными песчано-конгломератовыми породами более грубозернистыми в верхних частях разреза.

Пестроцветная формация представляет собой чередование пластов глин, песчаников и алевроитов бордово-красной и серо-зеленой окраски, что обусловлено сменой окисно-закисного режима седиментогенеза. С формацией связаны осадочно-инфильтрационные месторождения железа, меди, ванадия и урана.

Соленосная (эвапоритовая или лагунная) формация характеризуется значительным накоплением каменной и калийной солей, гипсов и ангидрита в составе карбонатных глин, мергелей и доломитов; с ней иногда ассоциируют месторождения газа и нефти.

Углеводородосодержащая песчано-глинистая формация может включать две субформации: 1) угленосную и 2) нефтеносную с нефтематеринскими битуминозными породами и газонефтяными месторождениями.

Следует заметить, что приведенная выше последовательность образования магматических и осадочных формаций является обобщающей и нигде в полном объеме не проявлена. Для металлогенической характеристики геосинклиналей наибольшее значение имеет сравнительная интенсивность магматизма ранней и поздней стадий их развития. В этом аспекте полезно различать две полярные разновидности геосинклиналей – базальтоидные (например, Уральская) и гранитофильные (например, Верхоянская). Между этими крайними по металлогенической характеристике типами геосинклиналей располагаются переходные типы, не обладающие такой резкой поляризацией базальтоидного и гранитоидного магматизма.

Концепция тектоники литосферных плит представляется альтернативной. В отличие от фикситских представлений сторонников концепции геосинклиналей, в ее основе лежат мобилистские представления о постоянном перемещении литосферных плит, взаимодействие которых и определяет облик поверхности Земли. Представления о закономерностях размещения полезных ископаемых с позиций гипотезы тектоники плит впервые наиболее полно были изложены в работе А. Митчела и М. Гарсона [12]. Рассмотрим кратко наиболее общие черты металлогении различных стадий орогенического цикла Вильсона [1].

1) Стадия сводового воздымания (или стадия горячих точек) характеризуется образованием системы глубинных разломов в связи активизацией мантийных источников энергии и сводовым воздыманием литосферной плиты. Следствием являются проявления на щитах и платформах кимберлитового и карбонатитового магматизма с формированием соответственно месторождений алмазов, редкометального и редкоземельного минерального сырья.

2) Стадия континентальных рифтов. Сводовое воздымание приводит к формированию линейных депрессий – рифтов, в осевой части которых сохраняется утонченная земная кора континентального типа. В пределах рифтогенных структур характерен базит-гипербазитовый магматизм и формирование ликвационных месторождений медно-никелевых сульфидных руд. В осадочных формациях формируются месторождения угля, нефти и газа, солей, а также стратиформные залежи свинцово-цинковых руд, благородных металлов (в черносланцевой формации).

3) Стадия океанических рифтов (Красноморская). Раздвигание литосферных плит приводит к исчезновению континентальной коры в осевой зоне рифтов, подъему магматических масс ультраосновного состава и формированию месторождений хромитовых руд. В субмаринных условиях накапливаются стратиформные полиметаллические руды.

4) Стадия срединно-океанических хребтов (Атлантическая) характеризуется образованием срединно-океанического хребта и интенсивным спредингом (раздвиганием) литосферных плит. В условиях прибрежно морского литогенеза формируются месторождения железных и марганцевых руд, в абиссальной обстановке – железомарганцевые корки и конкреции, а в связи с субмаринными гидротермами – колчеданные руды.

5) Стадии субдукции (Тихоокеанская, Средиземноморская) литосферных плит. Зоны субдукции – поглощения океанического дна под литосферные плиты с континен-

тальным типом земной коры – охватывают широкие области земной поверхности. Помимо сейсмически активных зон Заварицкого-Беньофа, вдоль которых происходит поглощение океанического дна, в зону субдукции входят и соседние обстановки, связанные с процессами субдукции: магматические (активные вулканические) дуги, тыловодужные и надвиговые пояса, внешние прогибы, платформенные краевые бассейны, внешние дуги. Металлогения этих геодинамических обстановок обладает своими отличительными чертами.

К тыловым областям дуг (краевые области континентов субдукционных зон) приурочены многие месторождения олова, вольфрама, молибдена, а также некоторые проявления медно-молибденовых руд (Боливия. Западный оловорудный пояс Юго-Восточной Азии), плутоногенно-гидротермальные месторождения молибдена, вольфрама, олова, золота, серебра, свинца и цинка (батолит Айдахо, США), гидротермальные жилы с рудами меди, золота, серебра в кварцевых порфирах (Бьют, Монтана, США).

Внешние прогибы развиваются между внешними и внутренними вулканическими дугами. Магматическими процессами они не затрагиваются.

Краевые бассейны выполняются осадочными обломочными породами и содержат соответствующие экзогенные месторождения (россыпи золота и касситерита (бассейн Магдалена, Колумбия), мощные слои калийных солей (плато Корат в Таиланде и Лаосе).

Активные вулканические дуги наиболее широко развиты в настоящее время в юго-западной части Тихого океана. В их структуре имеются магматогенные хромитовые и колчеданные медно-цинковые руды, образованные в срединно-океанических хребтах. Новыми типами месторождений, сформированными в процессе развития самих дуг, являются месторождения медно-порфировой (с золотом), золото-теллуридной и золото-кварцевой формаций, связанных с субдукционной известково-щелочной магмой – поздними фазами интрузий кварцевых диоритов, диоритовых тел и андезитов.

б) Стадия коллизии (Гималайская). Субдукционные процессы приводят к сближению и столкновению (коллизии) литосферных плит. В результате формируются грандиозные горные сооружения. Металлогения коллизионной стадии представляется ограниченной по сравнению с субдукционной. К числу специфических месторождений коллизионных обстановок относятся разнообразные метаморфогенные и, в первую очередь, метаморфогенно-гидротермальные месторождения золота в черносланцевых толщах. С анатектическими гранитами коллизионных складчатых поясов связана большая часть месторождений олова, олово-вольфрамовых месторождений, содержащих также тантал

и ниобий. С ними ассоциируется некоторая часть урановых месторождений. Такую рудную специализацию, по мнению исследователей [25], имеют кайнозойские гранитоиды Высоких Гималаев, мезозойские гранитные пояса Юго-Восточной Азии, Дальнего Востока и Северо-Востока России.

Коллизионные обстановки перспективны также и в отношении нефтегазоносности в структурах краевых прогибов, образование которых связано с поддвижением платформенных блоков под внешние края складчатых сооружений.

Месторождения, сформированные в предшествующие коллизии стадии геотектонического цикла Вильсона, подвергаются существенным структурно-метаморфическим преобразованиям. Некогда единые рудные пояса, узлы и даже отдельные месторождения могут быть расчленены на отдельные разобщенные между собой сегменты.

4. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ПОИСКОВ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Специальных, особых рудообразующих процессов, вероятно, не существует. Как побочный продукт месторождения всегда сопутствуют определенным продуктам породообразующих геологических процессов – геологическим формациям. Поэтому выявление благоприятных геологических предпосылок нахождения месторождений полезных ископаемых сводится к формационному методу металлогенического анализа и прогнозирования полезных ископаемых. В настоящее время он признан одним из наиболее действенных и эффективных методов. Формационный анализ сводится к выявлению генетической связи геологических, рудных, а также метасоматических формаций в пространстве и времени. В связи с этим важно изучить и усвоить современный понятийный аппарат учения о формациях. Напомним определения важнейших понятий:

Геологическая формация – парагенезис горных пород. По классическому определению Н.С. Шатского, «геологические формации – это такие естественные комплексы горных пород, отдельные части которых тесно парагенетически связаны друг с другом, как в возрастном, так и в пространственном отношении». В названиях геологических формаций принято отражать преобладающие горные породы (например, габбро-анортозитовая и т.п.)

Рудная формация представляет собой парагенезис рудных образований определенного генезиса, которые отражают наиболее характерные черты данной группы месторождений. В названиях рудных формаций принято отражать ведущую минеральную

ассоциацию рудных образований (например, золото-кварцевая, сульфидная, полиметаллическая и т.п.).

Метасоматическая формация – устойчивая ассоциация метасоматических горных пород, возникшая в результате проявления единого во времени и пространстве петрогенетического процесса, является частным случаем геологической формации.

Рудоносная геологическая формация – закономерная (пространственная и генетическая) связь рудной формации с определенным комплексом пород – геологической формацией.

Металлогеническая формация – закономерное сочетание рудоносных геологических формаций с рудными формациями.

Металлогенические формации, как и слагающие их геологические и рудные, образуют генетические ряды с закономерными связями в пространстве и времени. Вместе с тем они могут делиться на субформации, последние в свою очередь могут содержать не одну, а несколько рудных формаций. Связь геологических формаций с рудными может быть прямая – генетическая, может быть и менее определенная – пространственная.

В общем виде прогнозирование рудных объектов представляет собой поиск в земной коре участков с промышленной концентрацией полезных ископаемых по совокупности известных критериев, прямых и косвенных признаков.

Последовательность и полнота геологического изучения недр с целью обеспечения рационального использования, воспроизводства и охраны минерально-сырьевых ресурсов регулируется на государственном уровне Положением о порядке проведения геологоразведочных работ.

4.1. ПРИНЦИПЫ ПРОГНОЗНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ

При обилии факторов рудообразования главным из них является структурно-тектоническая система, отражающая геодинамические процессы формирования и эволюции земной коры. В схеме последовательной детализации рудоносных площадей таксономический ряд металлогенических единиц (табл. 2) определяется соответствующим рядом структурно-тектонических подразделений: планетарный металлогенический пояс (I) – отвечает планетарному тектоническому поясу; металлогенический пояс, провинция (II) – складчатому поясу, провинции; металлогеническая система, область (III) – складчатой системе, области; структурно-металлогеническая зона, блок (IV) – структурно-формационной зоне, блоку; металлогеническая зона, блок (V) – формационной зоне,

блоку. Таким образом, единицы первых трех классов соответствуют крупнейшим геотектоническим подразделениям земной коры, выделенным по геоструктурным признакам. Четвертый и пятый классы соответствуют геологическим формациям (магматическим, осадочным, метаморфическим), имеющим значительное распространение.

Каждому масштабу исследований отвечает свой ведущий тип структур. При мелких масштабах главенствуют системы линейных элементов или краевых швов, определяющих позицию металлогенических поясов. При средних масштабах в пределах выделенных поясов могут играть роль антиклинории или крупные концентрические структуры, от которых зависит положение металлогенических зон. При крупномасштабном районировании ведущими рудоконтролирующими формами рудных районов могут оказаться блоки, очаговые структуры.

4.2. СТАДИЙНОСТЬ ГЕОЛОГО РАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ

Согласно положению о порядке проведения геологоразведочных работ по этапам и стадиям (МПР РФ от 05.07.99 г.) в зависимости от цели процесс геологического изучения недр подразделяется на три этапа и пять стадий.

Этап I. Работы общегеологического и минерагенического назначения.

Стадия 1. Региональное геологическое изучение недр и прогнозирование полезных ископаемых.

Этап II. Поиски и оценка месторождений.

Стадия 2. Поисковые работы.

Стадия 3. Оценочные работы.

Этап III. Разведка и освоение месторождений.

Стадия 4. Разведка месторождений.

Стадия 5. Эксплуатационная разведка.

Виды, последовательность и комплексность проводимых на каждой стадии исследований определяются ее целями, природными условиями производства работ, степенью изученности объекта предыдущими исследованиями, видом полезного ископаемого и другими особенностями с учетом потребностей экономического и социального развития отдельных территорий и страны в целом.

Региональное геологическое изучение недр призвано обеспечивать определение закономерностей формирования и размещения полезных ископаемых. Его важнейшим результатом является научное моделирование и ранжирование по экономической значимо-

сти перспективных структурно-вещественных и минерагенических комплексов, локальный прогноз и начальная геолого-экономическая оценка потенциальных объектов минерального сырья. Основными видами работ являются площадные съемки (геологические, геофизические и др.). Карты рудоносности (угленосности, нефтегазоносности) могут составляться по шкале четырех масштабов: сводные и обзорные – 1 :1 500 000 и мельче; мелкомасштабные – 1:1 000 000 (500 000); среднемасштабные – 1 :200 000 (100 000); крупномасштабные – 1:50 000 (25 000).

Конечным результатом крупномасштабного изучения недр является комплект обязательных карт и специальных геологических карт, комплексная оценка перспектив изученной территории с уточнением прогнозных ресурсов по категории P_3 , выделение рудных полей, площадей и оценка по ним прогнозных ресурсов категории P_2 .

Поисковые работы в зависимости от сложности геологического строения, формационного типа прогнозируемого оруденения и глубинности исследований могут проводиться в масштабах 1:200 000 – 1:10 000. Основным результатом поисковых работ является геологически обоснованная оценка перспектив исследованных площадей. На выявленных проявлениях полезных ископаемых оцениваются прогнозные ресурсы категорий P_2 и P_1 . По материалам поисковых работ составляются геологические карты опоискованных участков в соответствующем масштабе и разрезы к ним, карты результатов геофизических и геохимических исследований, отражающих геологическое строение и закономерности размещения продуктивных структурно-вещественных комплексов. Выявленные и положительно оцененные рудопоявления включаются в фонд объектов, подготовленных для постановки оценочных работ выдачи соответствующих лицензий.

Оценочные работы проводятся на выявленных и положительно оцененных проявлениях полезных ископаемых. Геологическая съемка (масштаб зависит от сложности и размеров объекта) сопровождается детальными минералого-петрографическими, геофизическими и геохимическими исследованиями. Степень геологической изученности месторождения, качества, вещественного состава и технологических свойств полезных ископаемых, а также горно-геологических условий эксплуатации, должна обеспечить оценку промышленного значения месторождения с подсчетом всех или большей части запасов по категории C_2 . По менее изученной части месторождения оцениваются прогнозные ресурсы категории P_1 . На участках детализации производится подсчет запасов категории C_1 . Геолого-экономическая оценка является обязательной частью комплекса

работ. По результатам оценочных работ производится подготовка пакета геологической информации для предоставления лицензии на разведку и добычу полезных ископаемых.

Разведка месторождений проводится до горизонтов, разработка которых экономически целесообразна. Инструментальная геологическая съемка проводится в масштабе 1:10 000 – 1:1 000. Последовательность и объемы разведочных работ, соотношение горных и буровых выработок, форма и плотность разведочной сети, методы и способы отбора рядовых, групповых и технологических проб определяются исходя из геологических особенностей разведываемого месторождения с учетом возможностей горных, буровых и геофизических средств разведки. По результатам разведочных работ разрабатывается технико-экономическое обоснование (ТЭО), производится подсчет запасов основных и попутных полезных ископаемых и компонентов по категориям в соответствии с группировкой месторождений по сложности строения. ТЭО, материалы подсчета запасов и результаты геолого-экономической оценки, включая обоснование кондиций, подлежат государственной геологической, экономической и экологической экспертизе.

Эксплуатационная разведка проводится в течение всего периода освоения месторождения с целью получения достоверных данных для безопасного ведения работ, оперативного планирования горно-подготовительных и очистных работ, обеспечения наиболее полного извлечения из недр запасов основных и попутных компонентов полезного ископаемого.

4.3. ОСНОВЫ ПОДСЧЕТА ЗАПАСОВ

Запасы полезных ископаемых – количество минерального сырья в недрах – подсчитываются по результатам геологоразведочных работ в тоннах (металлов, оксидов металлов и др.), килограммах (золото, платиноиды), каратах (1 карат = 0,2 гр), кубических метрах (например, строительные материалы).

По степени разведанности (изученности, надежности) различают 4 категории запасов [9]: А, В, С₁ и С₂. Прогнозные ресурсы по степени их обоснованности подразделяются на категории Р₁, Р₂, Р₃.

По экономическому значению запасы разделяют на балансовые, пригодные к эксплуатации в настоящее время, и забалансовые, пока не пригодные по различным причинам (обводненности, большой глубины залегания и т.п.).

Запасы почти всех разведанных месторождений могут быть надежно подсчитаны способом разрезов либо блоков.

Для подсчета запасов способом разрезов используются поперечные геологоразведочные разрезы, образующие систему разведочных работ. Контуры рудных залежей отстраиваются в плоскостях геологических разрезов, а границы подсчетных блоков совпадают с плоскостями разрезов. Запасы подсчитываются отдельно в каждом блоке, а затем суммируются. Способ разрезов позволяет наиболее полно учесть и отразить особенности строения месторождений и залежи полезных ископаемых. Применение этого способа особенно эффективно при подсчете запасов в залежах сложной формы и большой мощности.

Способ блоков применяется для подсчета запасов залежей, разведанных по неправильной геометрической сети, когда построить систему поперечных разведочных разрезов не удастся, а также для подсчета запасов маломощных пласто- и жилородных залежей.

Ограничение контура крайними разведочными пересечениями, вскрывшими кондиционные содержания полезных компонентов, производится обычно при подсчете разведанных запасов по категориям А и В. При подсчетах запасов категории С₁ и С₂ допускается ограниченная экстраполяция данных и контур проводится между кондиционным и не кондиционным (пустым) разведочными пересечениями.

Прогнозные ресурсы категории Р₁ учитывают возможность выявления новых рудных тел на рудопроявлениях, разведываемых и разведанных месторождениях. Количественная оценка опирается на результаты геологических, геофизических и геохимических исследований площадей возможного нахождения полезного ископаемого, а также на материалах одиночных структурных и поисковых скважин и геологической экстраполяции структурных, литологических, и других особенностей, установленных на более изученной части месторождения, определяющих площади и глубину распространения полезного ископаемого.

Прогнозные ресурсы категории Р₂ учитывают возможность обнаружения в рудном районе, бассейне, узле, поле новых месторождений, предполагаемое наличие которых основывается на положительной оценке выявленных при геологической съемке и поисковых работах проявлений полезного ископаемого, а также геофизических и геохимических аномалий, природа и возможная перспективность которых установлена единичными выработками. Количественная оценка ресурсов категории Р₂ основывается, в основном, на аналогиях с известными месторождениями того же генетического типа.

Прогнозные ресурсы категории P_3 учитывают лишь потенциальную возможность открытия месторождений того или иного вида полезных ископаемых на основании благоприятных предпосылок, выявленных при средне- и мелкомасштабном региональном геологическом изучении недр. Количественная оценка ресурсов категории P_3 производится без привязки к конкретным объектам по предположительным параметрам на основе аналогии с более изученными районами, площадями, где имеются разведанные месторождения\ того же генетического типа.

Свойство сохранять первоначальные количественные и качественные характеристики относится к надежности оценки запасов и ресурсов. Параметры надежности приняты в следующих пределах (в %): P_3 – 10–20, P_2 – 20–30, P_1 – 30–30, C_2 – 40–60, C_1 – 60–80, В – 80–90, А – 90–100.

5. ПРИМЕРЫ ПРОМЫШЛЕННО-ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

(краткая характеристика)

В характеристике промышленных типов месторождений полезных ископаемых приведены краткие сведения о принадлежности к генетической группе, классу, местонахождении, геологическом строении, возрасте, форме рудных тел, о важнейших рудных минералах и промышленном значении данного генетического типа.

5.1. СЕРИЯ ЭНДОГЕННЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

5.1.1 Генетическая группа магматических месторождений

Рудная формация хромитовая

Кимперсайская группа месторождений хромитовых руд [3] расположена в пределах Кимперсайского массива ультраосновных пород Южного Урала на территории Казахстана. Массив вытянут на 82 км в субмеридиональном направлении согласно с контролирующей его зоной глубинного разлома. Ширина массива от первых км в северной части до 32 км в южной.

Кимперсайский массив в южной части имеет форму лакколита (рис. 5.1), залегающего между породами верхнего протерозоя и нижнего палеозоя.

Сформировался массив 400–380 млн лет назад (ранний девон). Массив сложен перидотитами и дунитами в различной степени серпентинизированными. Вмещающими крупные хромитовые залежи породами являются серпентинизированные дуниты.

В пределах массива известно более 160 хромитовых месторождений и рудопроявлений. Все промышленные хромитовые месторождения размещены в Южно-Кимперсайском рудном поле. Наиболее распространенные формы рудных тел – линейно-вытянутые жилоподобные линзы, реже изометричные линзы и столбообразные залежи. Глубина залегания рудных тел от приповерхностной до 1200 м, далее они буровыми скважинами не прослежены. Размеры рудных тел от нескольких десятков метров до 1500 м по простиранию при мощности от нескольких до 150 м. Количество рудных тел, составляющих месторождение, различно – от одного (месторождение Молодежное) до 99 (месторождение Миллионное).

Руды массивной, вкрапленной и нодулярной текстуры сложены магнохромитом, оливином или серпентином. Среднее содержание в рудах хромшпинелидов – 80–90 %; серпентина – 5–15 %, карбонатов – 4–7 %. Руды относятся к высокосортным, с низким содержанием железа, кальция фосфора и серы. Хромитовые руды содержат платину и палладий (первые граммы на тонну).

Хромитовые руды магматической группы являются важнейшим источником получения металла. Хром необходим для производства нержавеющей, жаропрочных, кислотоупорных, инструментальных и других видов сталей. Сплавы хрома с кобальтом, вольфрамом или молибденом используются в качестве антикоррозионных покрытий (хромирование).

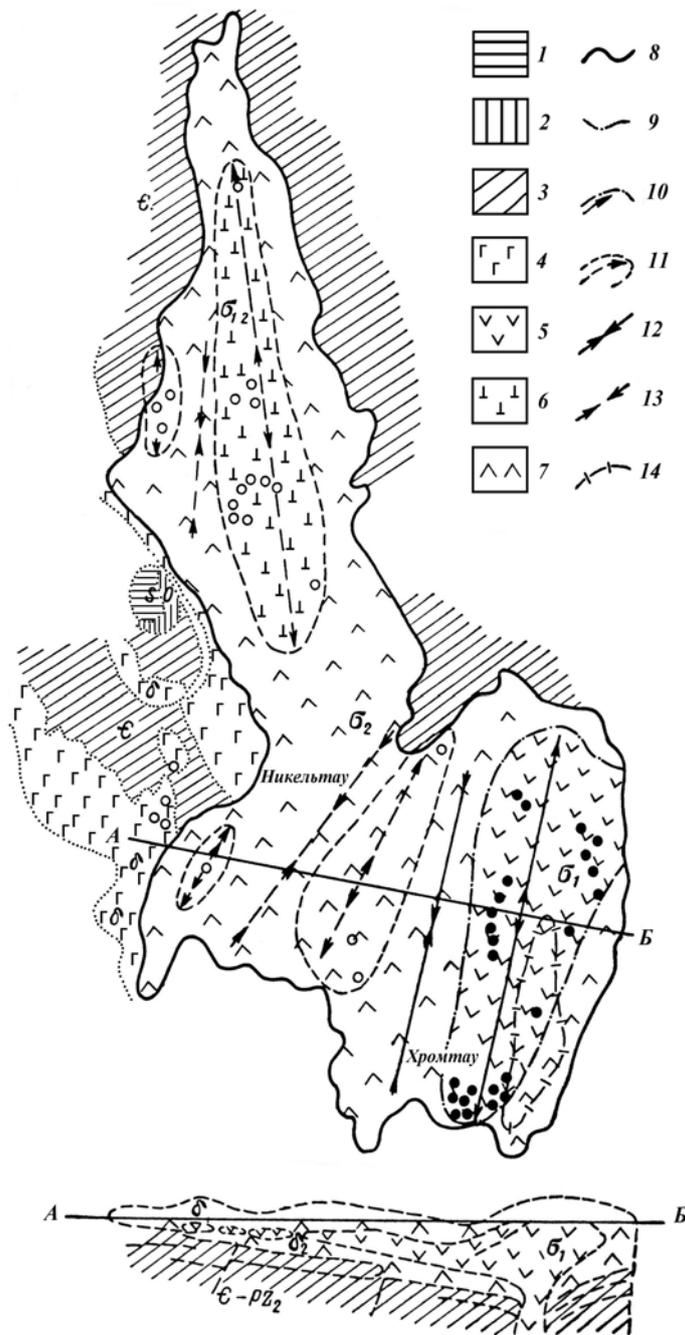


Рис. 5.1. Структурно-петрографическая схема Кемпирсайского хромитоносного массива по Н.В. Павлову и Г.А. Соколову: вмещающие палеозойские отложения: 1 – силурийские, 2 – ордовикские, 3 – кембрийские; интрузивные породы: 4 – габброиды, 5 – серпентинизированные дуниты с перидотитами, 6 – серпентинизированный дунито-перидотитовый шлирово-полосчатый комплекс, 7 – серпентинизированные перидотиты (лерцолиты, гарцбургиты); 8 – контур массива ультраосновных пород; 9 – стратиграфические границы; 10 – четко выраженные сводовые поднятия в массиве и их оси; 11 – сводовые поднятия, выраженные менее четко; 12 – оси межсводовых опусканий; 13 – оси менее четко выраженных межсводовых опусканий; 14 – контур проекции подводящего канала; черные кружки – высокохромистые месторождения и рудопроявления; светлые кружки – низкохромистые месторождения и рудопроявления

Металлургическая отрасль потребляет руды с содержанием Cr_2O_3 , более 49 %. Мировые запасы хромитов в 27 странах составляют 3,5 млрд т. Добыча хромитовой руды достигает 13 млн т в год. Хромитовые руды добывают 20 стран, доля Казахстана и ЮАР составляет 60 % мировой добычи.

Класс ликвационных полезных ископаемых.

Рудная формация сульфидная медно-никелевая

Талнах. Расположено на северо-западе Сибирской платформы близ устья реки Енисей, входит в состав Талнахского рудного поля (рис. 5.2).

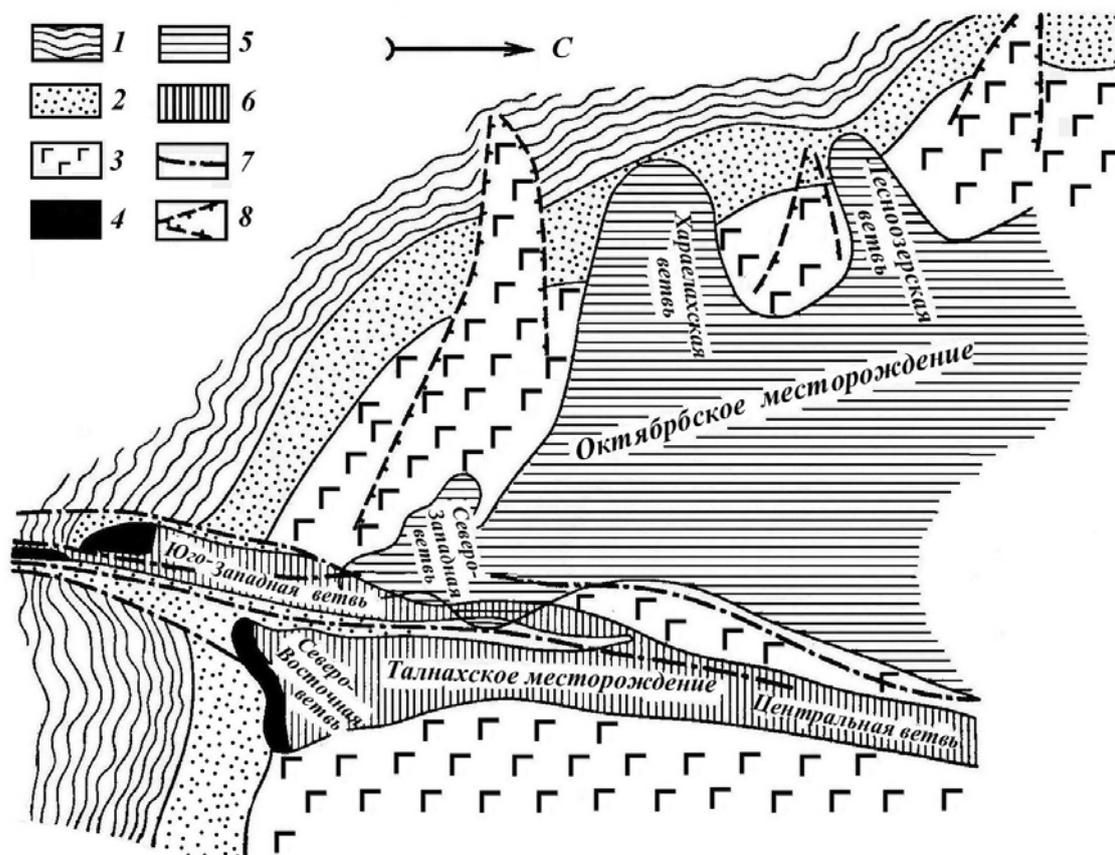


Рис. 5.2. Схема геологического строения Талнахского рудного поля по В. Кравцову и др.: 1 – средне-нижнепалеозойские карбонатно-мергелистые отложения; 2 – терригенные осадки тунгусской серии; 3 – вулканогенная толща нижнего триаса; 4 – выходы рудоносной интрузии под четвертичные отложения; 5 – площадь распространения ветвей нижнего рудного этажа; 6 – площадь распространения ветвей верхнего рудного этажа; 7 – тектонический шов Центрального грабена; 8 – трещинно-блоковые просядочные структуры

Месторождение связано с межпластовым дифференцированным базит-гипербазитовым интрузивом, залегающим в основании трапповой серии (рис. 5.3). Рудоносный интрузив состоит из отдельных ветвей, расходящихся от предполагаемого подводящего канала. Отдельные массивы часто соединяются между собой, имеют пластообразную, лентовидную форму с раздувами в прогибах подошвы. Протяженность интрузивных тел достигает многих километров, мощность составляет 200–250 м. В экзоконтактной зоне интрузивов наблюдается скарнирование, серпентинизация осадочных пород. В расслоенных телах наблюдается смена (сверху – вниз) горизонтов: эруптивные брекчии, габбро-долериты, долериты, оливиновые долериты, пикритовые долериты, оливиниты и др.

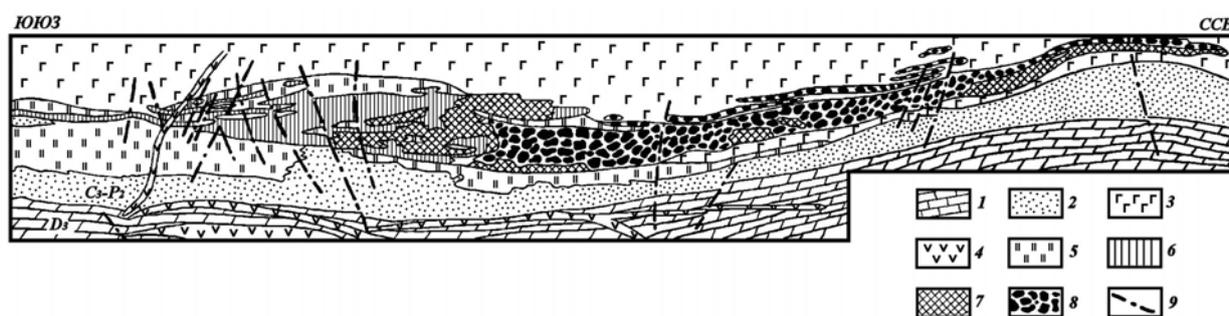


Рис. 5.3. Схема геологического строения залежи сплошных руд в юго-западной части Талнахского месторождения по Л. Сухову и В. Изюитко: 1 – доломиты, мергели; 2 – песчаники, алевролиты, аргиллиты; 3 – габбро-долериты Талнахской интрузии; 4 – долериты недифференцированных силлов; 5 – контактово-измененные породы; 6 – пентландит-халькопирит-пирротиновые руды; 7 – пентландит-халькопирит-пирротиновые-кубанитовые руды; 8 – пентландит-кубанит-халькопиритовые руды; 9 – тектонические нарушения

Основная масса сульфидных медно-никелевых руд локализуется в области нижнего эндо- и экзоконтакта никеленосных массивов. Прожилково-вкрапленные руды локализуются в экзоконтактной зоне измененных (скарнированных, серпентинизированных) осадочных пород. Тела имеют пластообразную и линзовидную форму, контуры их в плане повторяют контуры интрузии. Выделяются три типа руд: вкрапленные (77 % от общей массы руды), массивные сульфидные руды в приподошвенной части интрузива (10 %), вкрапленно-прожилковые в породах экзоконтакта (13 %).

В составе руд преобладает пирротин, пентландит, халькопирит, широко развиты кубанит, магнетит, ильменит. К числу редких относятся пирит, ковеллин, борнит, платиноиды и др.

Ликвационные магматические месторождения сульфидных медно-никелевых руд, в т.ч. Талнахское, являются важнейшими рудами для производства никеля, а также меди и платиноидов. Среднее содержание никеля колеблется от 0,25 до 4 %, меди – от 0,2 до 7,5 %. Попутно извлекают кобальт, золото, серебро, платину и платиноиды, селен и теллур. Россия является одним из крупнейших производителей никеля в мире. Уникальные месторождения Норильского рудного района содержат 78 % общероссийских запасов никеля.

Рудная формация сульфидная медно-никелевая

Еланское месторождение расположено в восточной части территории Воронежской области, в пределах которой в период 1965–1990 гг. выявлена новая Воронежская никеленосная провинция России. Выявлено более 100 базит-гипербазитовых массивов, в их составе разведаны Подколодновское, Нижнемамонское, Еланское и др. месторождения.

Еланское месторождение никеля приурочено к выходу норит-диоритовой фазы (площадью 5 км²) на поверхность докембрийского кристаллического фундамента (мощность осадочного чехла около 250 м) на северо-восточном фланге крупного (120 км²). Елань-Коленовского многофазного мафит-ультрамафитового плутона. Плутон имеет кольцевое строение. В центральной части преобладают диориты с реликтами вмещающих пород (метаморфические породы воронцовской серии раннего протерозоя), периферия массива сложена норитами.

Месторождение состоит из ряда уплощенных столбообразных залежей, имеющих субширотное простирание и падающих на восток под углом 75–89⁰. Рудные тела оконтуриваются только по данным опробования, внутри них выделяются безрудные блоки норит-порфиритов и дайки диоритов. Протяженность рудных тел по простиранию 400–650 м, по падению – более 1300 м при средней мощности 25,6–77,3 м. Типы руд: вкрапленные, вкрапленно-мелкогнездовые, вкрапленно-прожилково-пятнистые, брекчиевидные и массивные.

Важнейшие рудные минералы: главные: пирротин, пентландит, халькопирит; второстепенные и редкие: никелин, кобальтин, арсенопирит, пирит, виоларит, аргентопентландит, хромшпинелиды, ильменит, титаномагнетит, магнетит, золото, платина и др.

Большая часть никеля (58 %) заключена в богатых рудах (при содержании 1.8 % и более).

Извлекаемость никеля высокая (90 %). В настоящее время месторождения Воронежской никеленосной провинции не разрабатываются.

Формация алмазонасных кимберлитов

Трубка «Мир». Месторождение относится к Вилюйскому алмазонасному району, расположенному в северо-западной части Якутии. Трубка «Мир» открыта в 1955 году.

В плане трубка «Мир» имеет овальную форму (рис. 5.4). Она рвет отложения усть-кутской свиты нижнего ордовика. Трубка слагается кимберлитовыми туфами, в меньшей мере грубообломочной кимберлитовой туфобрекчией. Это серовато-зеленые и зеленова-то-желтые породы, состоят на 70–80 % из обломков кристаллов оливина, замещенных серпентином и карбонатом, обломков пиропы (до 2–3 %) и бурой связующей массы (20–25 %), состоящей из агрегата серпентина и карбоната; присутствуют также флого-пит, хлорит, ильменит, магнетит, шпинель, диопсид и др. Обломки горных пород пред-ставлены известняками, кварцитами, диабазами, серпентин-хлорит-карбонатными слан-цами; присутствуют многочисленные обломки кимберлитов порфировой структуры.

В настоящее время в Западной Якутии выявлено более тысячи кимберлитовых тел, разрабатывается шесть коренных месторождений, представленных кимберлитовыми трубками: Мир, Интернациональная, Удачная, Айхал, Сытыканская, Юбилейная [10]. Глубина добычи алмазов из карьера трубки Мир превысила 400 м. Проектируется под-земный рудник для отработки глубоких горизонтов трубки Мир.

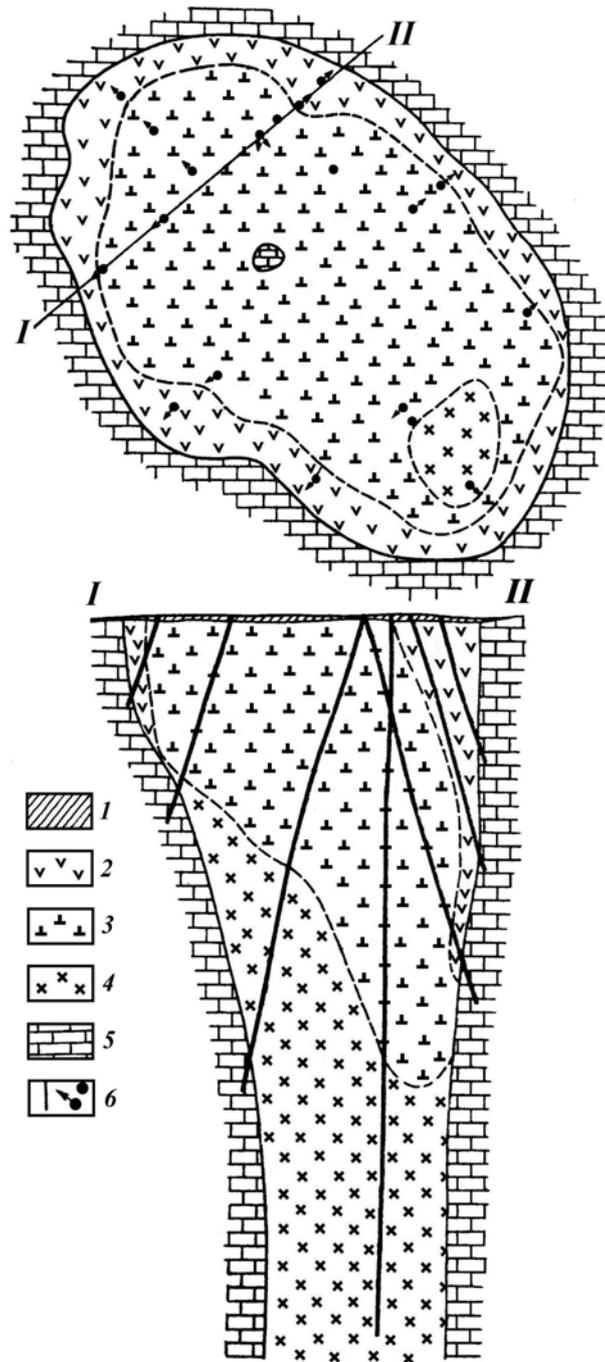


Рис. 5.4. Геологический план и разрез кимберлитовой трубки Мир по А. Бобривичу и др.: 1 – наносы; измененный кимберлит; 2 – желтый; 3 – зеленый; 4 – малоизмененный кимберлит; 5 – карбонатные породы нижнего ордовика; 6 – скважины

Архангельская алмазоносная провинция. Первая в Европе алмазоносная провинция, открытая советскими геологами в конце 70-х – начале 80-х гг. в XX века. В пределах провинции выявлено 44 тела кимберлитовых трубок и 12 тел – трубок щелочных

базальтоидов. Кимберлитовые трубки рвут отложения венда и перекрываются песчаниками среднего карбона или четвертичными отложениями. Время проявления кимберлитового и родственного ему магматизма оценивается в интервале 375 (поздний девон)–320 (средний карбон) млн лет.

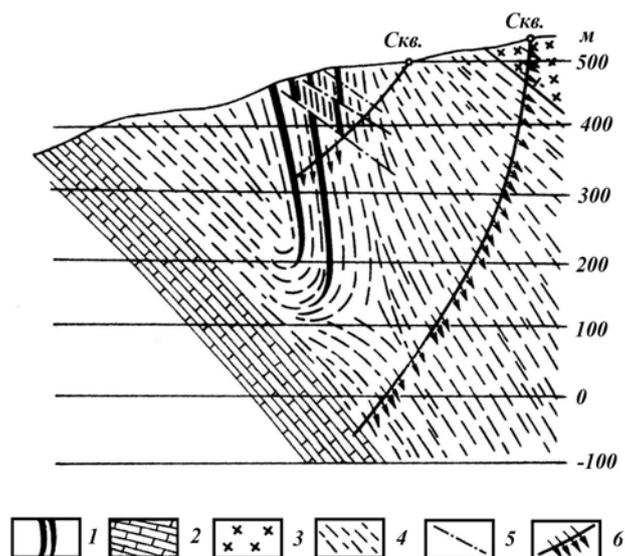
Отмечены следующие особенности кимберлитовых тел Архангельской провинции: 1) преобладают тела трубчатой формы, широко распространены силлы, очень редко проявлены дайки; 2) эрозионный срез трубок незначительный; 3) жерловая часть трубок формировалась преимущественно в две фазы, из которых первая представлена ксенотуфобрекчиями, вторая – автолитовыми брекчиями; 4) среди мантийных ксенолитов преобладают гранатовые и безгранатовые оливиниты, а эклогитовые (гранат-пироксеновые) парагенезисы редки.

Сырьевой потенциал Архангельской провинции весьма высокий. Разведанные запасы лишь одной трубки им. Гриба оцениваются более чем в 4 млрд долларов [10].

Формация титано-магнетитовая

Кусинское, Средний Урал. Месторождение позднемагматического класса залегает в дифференцированных массивах основных пород, генетически связанных с габбро-пироксенит-дунитовой формацией ранней стадии развития складчато-подвижного пояса. Эндоконтактные зоны интрузивного массива метаморфизованы вместе с вмещающими породами с образованием гранатовых амфиболитов по габбро. В центральной части массива рудные пироксениты имеют массивную текстуру.

Рудные тела: жилы, линзы, гнезда, а также вкрапленники шпирообразной, ленто-видной и неправильной форм. Положения рудных тел и их морфология контролируется элементами протемагматической тектоники (магматическим расслоением пород в процессе их дифференциации); в последствии рудные тела разбиты продольными и поперечными сбросо-сдвигами (рис. 5.5).



*Рис. 5.5. Поперечный разрез Кусинского месторождения по Д. Штейнбергу и др.:
1 – сплошной титаномагнетит; 2 – карбонатные породы лежащего бока; 3 – гранито-
гнейсы; 4 – габбро-амфиболиты; 5 – тектонические нарушения; 6 – направление
структурных элементов (полосчатости и план-параллельной текстуры)
по данным замеров в керне скважины*

Важнейшие рудные минералы: ильменит, титано-магнетит, рутил. Кроме того, в рудах отмечаются брукит, магнетит, апатит, редко сульфиды (пирротин, пирит, халькопирит). Жильные минералы представлены моноклинным пироксеном, присутствует гранат, амфибол, эпидот, хлорит и серпентин. Текстура руд обычно массивная, полосчатая, пятнистая и вкрапленная. Характерна также сидеронитовая текстура руды с обилием явлений распада титаномагнетита на ильменит и магнетит.

Магматические месторождения титана имеют большое промышленное значение. Наиболее значительные запасы приурочены к крупным массивам анортозитовой формации площадью в сотни и тысячи км². В России к этому типу принадлежат месторождения Сибири: Мало-Тогульское, Лысанское, Кручининское (Восточные Саяны). Малотогульское месторождение (Иркутская область) содержит 6 рудных участков. Рудные залежи в плане имеют размеры от 50x100 до 130x850 м. Падение их крутое, прослежено до глубины 300 м. Содержание TiO₂ – 12–16 %, железа – 20–33 %. Титановые сплавы применяются как конструктивный металл в космической технике, авиационной, автомобильной и других отраслях промышленности, где они надежно и длительно эксплуатируются во многих агрессивных средах в диапазоне температур от сверхнизких до 500–600⁰ и выше. Главнейшее значение имеют титанованадиевые сплавы. XXI век – титановый, идущий на смену железу.

Формация апатитовая

Хибинские месторождения, Кольский полуостров. Хибинский массив щелочных пород (рис. 5.6) формировался на Балтийском щите архей – протерозойских пород и относится к платформенным образованиям герцинского периода тектоно-магматической активизации. Детальное изучение Хибинского массива, содержащего уникальные запасы руд апатита, было положено академиком А.Е. Ферсманом в 1920 году. Массив имеет форму лополита. Внутреннее строение концентрически-зональное. От периферии к центру друг друга сменяют дугообразные в плане тела массивных и трахитоидных хибинитов, рессчоритов, ийолит-уртитов и связанных с ними апатит-нефелиновых руд (рис. 5.6). Кольцевое строение Хибинского массива по геофизическим данным сохраняется до глубин 12,5 км. В ядре массива бурением обнаружен шток карбонатитов.

Содержание апатита в рудах от 20 до 80 %, жильные представлены нефелином, эгирином, амфиболом, присутствуют сфен и титаномагнетит. По содержанию апатита руды делятся на: существенно апатитовые – пятнистые и пятнисто-полосчатые (apatита 60–80 %); апатит-нефелиновые – линзовидно-полосчатые и полосчатые (30–50 %), блоковые (30–40 %), сетчатые и массивные (20–30 %), брекчиевые (20–40 %). По запасам и параметрам месторождения апатит-нефелиновых руд Хибинского района не имеют аналогов в мире [10].

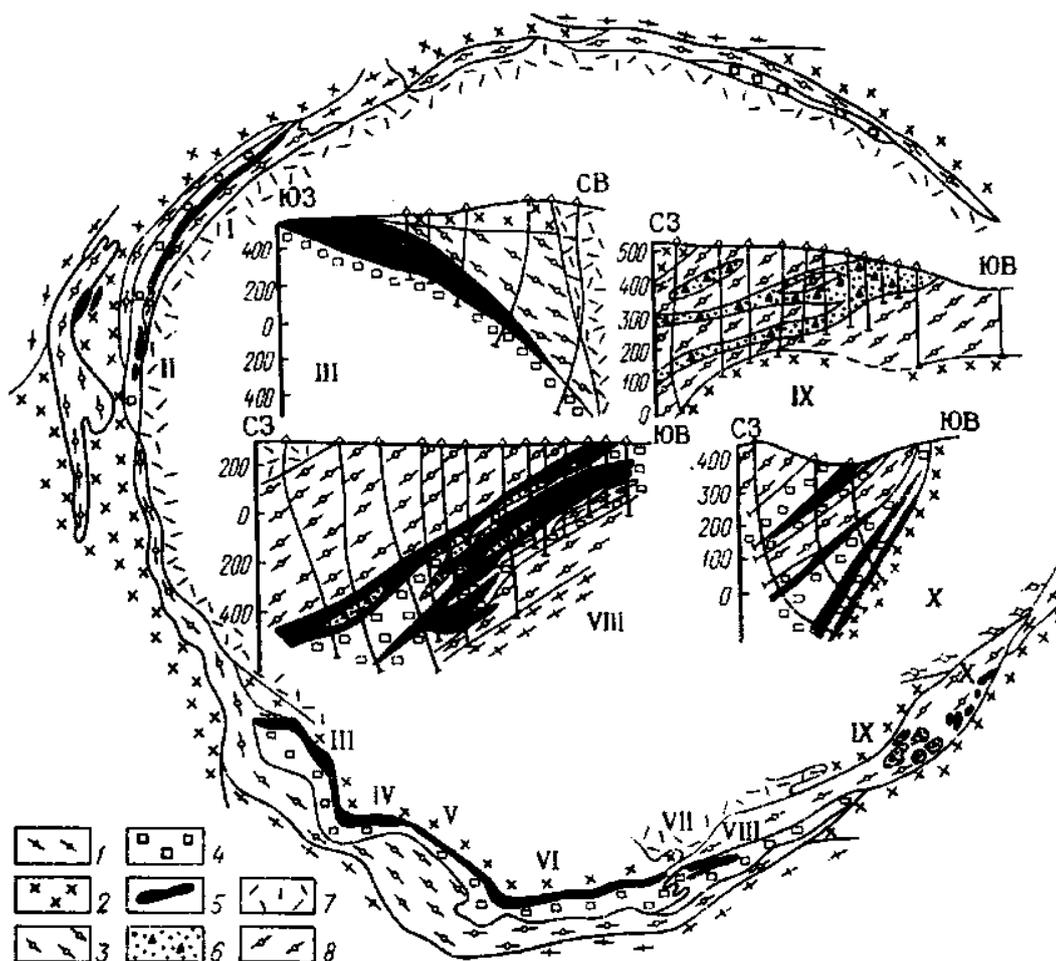


Рис. 5.6. Геологическая схема продуктивного ийолит-уртитового комплекса Хибинского массива и типичные разрезы некоторых месторождений апатит-нефелиновых руд (по материалам Хибиногорской ГРП): 1 – хибиниты трахитоидные; 2 – ричсорриты массивные; 3 – уртиты, ийолиты, ювиты, малиниты, мельтейгиты, луавриты трахитоидные; 4 – уртиты массивные, пегматоидные, неравномерно-зернистые; апатит-нефелиновые руды: 5 – массивные, пятнистые, пятнисто-полосчатые, полосчатые, линзовидно-полосчатые, сетчатые, блоковые; 6 – брекчиевые; 7 – луавриты массивные; 8 – фойялиты трахитоидные. Месторождения апатит-нефелиновых руд (цифры на схеме): I – Партомчорр, II – Куэльпор, III – Кукисвумчорр, IV – Юкспор, V – Апатитовый Цирк, VI – Расвумчорр, VII – Эвселогчорр, VIII – Коашва, IX – Ньоркпахк, X – Олений Ручей

Рудная формация редкометальная

Ловозерское, Кольский п-ов. Ловозерский массив отделен от Хибинского озером Умбозеро, слагая платообразную горную структуру – Ловозерские тундры возвышен-

ные над холмистой равниной почти на 1000 м. Возраст сопоставим с возрастом Хибинского массива, по данным Rb-Sr метода составляет 362 ± 17 млн лет [10]. Массив сложен комплексом лувритов-фойяитов-уртитов, в котором эти трехслойные, полого падающие к центру пачки, многократно повторяются на площади 600 км². В каждом трехслойном ритме слагающие их породы имеют постепенные переходы, а между ритмами контакты резкие. Такие контакты могут возникать лишь при внезапном изменении физико-химических условий кристаллизации. Минеральный состав ритмов чрезвычайно разнообразен. В качестве породообразующих минералов присутствуют полевые шпаты и нефелин, содержание которых превышает 10–15 %, а также эгирин, роговая обманка, эвдиалит, сфен, апатит и другие в целом не менее 10 % каждого. Типичными второстепенными являются магнетит, ильменит.

Лопаритоносные уртиты мощностью от 0,5 до 2,7 м присутствуют в Ловозерском массиве почти в каждой луврит-фойяит-уртитовой пачке и прослежены в виде очень пологозалегающих слоев на десятки километров.

Главные минералы-носители ниобия и тантала: лопарит, эвдиалит, мурманит, сфен и др.

Ловозерское месторождение – одно из самых крупных в мире месторождений тантала, ниобия и редких земель цериевой группы [3, 10].

5.1.2. Группа карбонатитовых полезных ископаемых

Рудная формация редкометальная

Месторождение Томтор. Расположено на севере Сибирской платформы на территории Уджинского поднятия: водораздел рек Уджа и Чимаара. Карбонатитовый массив штокообразный, округлый в плане (рис. 5.7) диаметром 20 км, площадью более 250 км². Большую часть массива слагают щелочные и нефелиновые сиениты (153 км²), якупирангит – ийолиты – 30 км², карбонатиты кальцитовые – около 17 км², совсем незначительную площадь занимают камафориты – 0,2 км². Внутреннее строение массива неясно выраженное, концентрически-зональное. Массив осложнен дайками, жилами, трубками взрыва пикритов, авгититов и др. Апатитоносные брекчии карбонатоидов приурочены к южному и западному контактам штока карбонатитов, расположенного в структурном центре массива. Возраст массива: интрузивный этап – 800–700 млн лет, дайки нефелиновых сиенитов – 675 млн лет. Вулканогенный этап: карбонатиты ядра –

650–510 млн лет, пикриты – 430–370 млн лет. Вмещающими карбонатитовый массив являются доломиты, известняки с прослоями песчаников и алевролитов позднего рифея.

Рудоносный массив включает шток анкеритовых арбонатитов размером в плане 5х6 км. Кора выветривания карбонатитов достигает мощности 250–300 м. Максимальной рудоносностью обладает восточная половина карбонатитового штока. Выделяется три зоны рудных тел: 1) дуговидная зона брекчий кальцитовых карбонатитов шириной до 250 м и протяженностью до 10 км; 2) разобщенные горизонты, пласты и линзы мощностью от 1–5 м до 50 м в коре выветривания; 3) линзовидное тело камафоритов размером 350х250 м.

Главные рудные минералы: пирохлор, монацит, апатит. Переотложенная кора выветривания является самой продуктивной по ниобию, содержание которого здесь превышает 3 % Nb_2O_5 .

Запасы и ресурсы Nb_2O_5 – 73,6 млн т, редких земель – 153,7 млн т, P_2O_5 – 410 млн т. В целом общий потенциал всех типов фосфатных руд массива Томтор оценивается в 1,5 млрд т P_2O_5 . По размерам и запасам полезных ископаемых Томторское месторождение относится к уникальным [24].

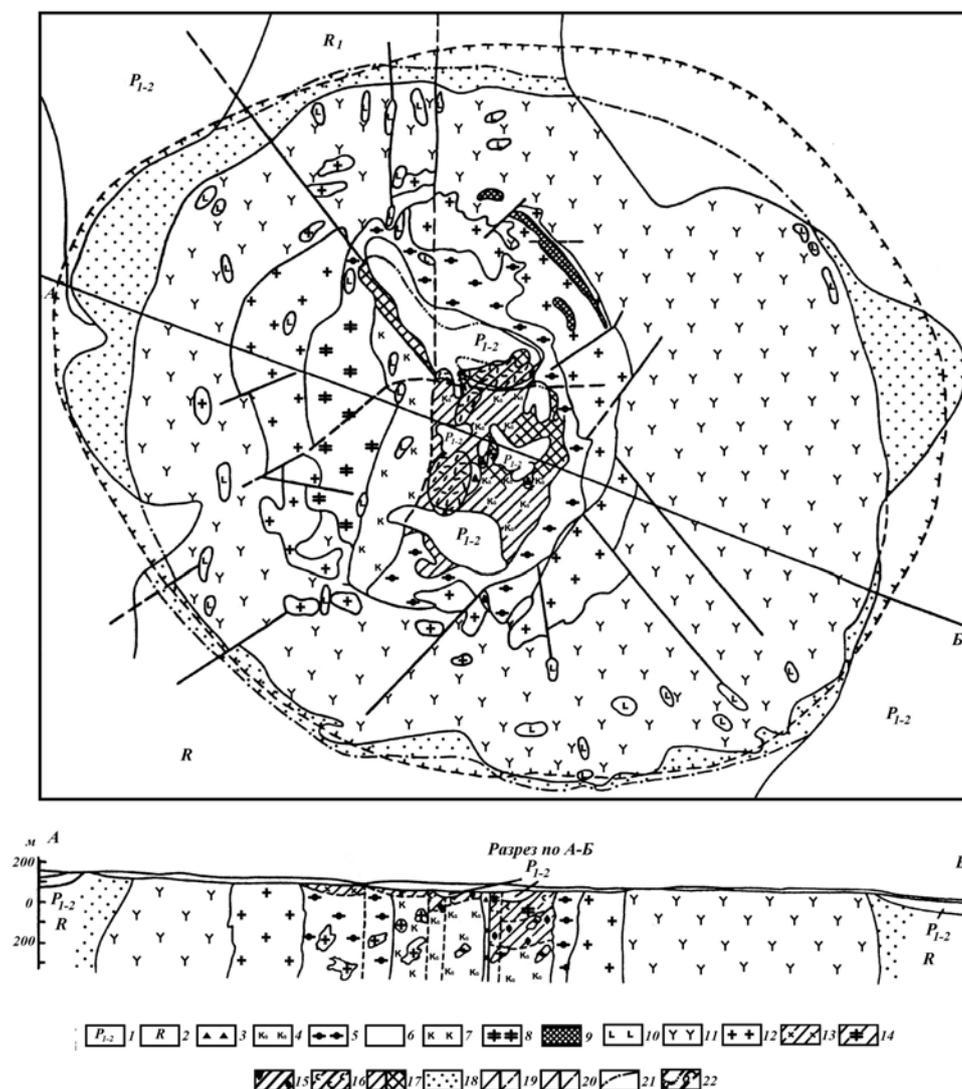


Рис. 5.7. Геологическое строение массива Томтор (без чехла мезо-кайнозойских отложений) по А.В. Лапину и А.В. Толстову: осадочный комплекс: 1–3: 1 – пермская систем, 2 – рифей. Интрузивный и метасоматический комплексы. 3–9 – карбонатитовая серия: 3–6 – поздняя: 3 – взрывные карбонатитовые брекчии, 4 – поликарбонатные карбонатиты (доломит-анкеритовые, доломит-сидеритовые, кальцит-анкеритовые и др.), 5 – калишпат-апатит-слюдистые породы, 6 – слюдисто-карбонатные (шамозит-анкеритовые и шамозит-кальцитовые породы); 7–9 – ранняя: 7 – доломит-кальцитовые и кальцитовые карбонатиты, 8 – калишпат-амфибол-карбонатные (с доломитом, кальцитом и анкеритом) породы, 9 – кальцит-флогопит-магнетитовые породы; 10 – альнеит-тингватитовая серия: пикриты, альнеиты, пикритовые порфириды, лампрофиры; 11 – щелочные и нефелиновые сиениты; 12 – пироксениты, якупирангиты, мельтейгиты, ийолиты, уртиты. Гипергенный комплекс. 13 – каолинит-гидрослюдистые коры выветривания; 14 – лимонитовые; 15 – лимонит-франколитовые; 16 – сидеритизация пород коры выветривания;

17 – площадь развития кор выветривания: а – остаточных (железисто-фосфатных), б – осветленных (пироклор-алюмофосфатных); 18 – зоны скарнирования и мраморизации; 19 – геологические границы: установленные (а), предполагаемые (б); 20 – разрывные нарушения достоверные (а), предполагаемые (б); 21 – границы массива по данным магниторазведки; 22 – границы массива: перекрытые осадочным чехлом (а), по данным гравиразведки (б)

Рудная формация флогопит-магнетитовая, апатит-редкометально-магнетитовая

Ковдорское месторождение. Находится в юго-западной части Кольского полуострова.

Ковдорский массив (рис. 5.8) размещается в толще биотит-плагиоклазовых гнейсов и гранито-гнейсов беломорской серии архея.

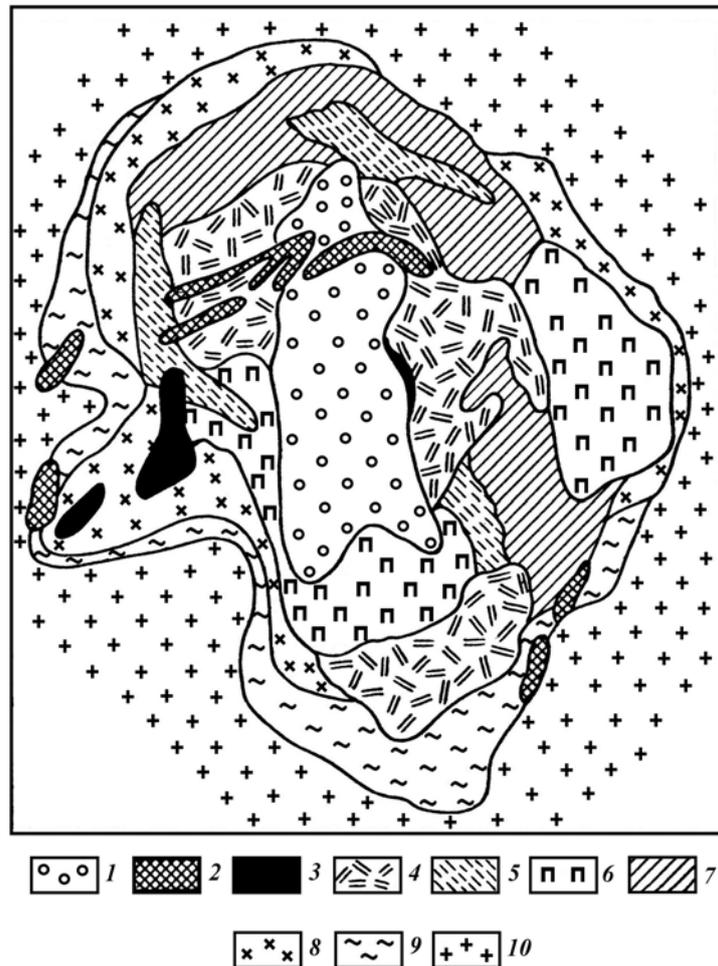


Рис. 5.8. Схема геологического строения Ковдорского месторождения: 1 – оливиниты; 2 – карбонатиты; 3 – железные руды; 4 – флогопитоносные породы; 5 – гранатовые породы; 6 – пироксеновые породы; 7 – меллитовые породы; 8 – ийолиты; 9 – фениты; 10 – граниты и гнейсо-граниты

Представляет собой штокообразное неправильно-овальной формы тело. Размеры в плане – 8x4,5 км, общая площадь около 40 км². Важнейшие породы: пироксены, флогопит-пироксеновые и пироксеновые с нефелином породы (25 км²), якупиронгиты и уртиты (8 км²), камафориты (0,8 кв.км), мелилитовые породы (6 км²), кальцитовые карбонатиты (0,2 км²). Массив представляет собой сложную многофазную интрузию концентрически-зонального строения. Возраст пород массива оценивается в интервале 373–382 млн лет [24]. Породы пересекаются дугообразными дайками ийолитов, нефелиновых сиенитов. Главное рудное тело апатит-магнетитовых руд приурочено к субмеридиональной тектонической зоне. Главная флогопитовая залежь расположена в северо-западной части полукольцевой зоны пород флогопитового комплекса.

Железородная залежь образует крутопадающее трубообразное тело с четкими, но неровными контактами. Главное рудное тело размером 1,3x0,5–0,8 км. Апатит-форстеритовые породы слагают оболочку главного рудного тела. Флогопит содержащая залежь имеет мощность от 50 до 200 м и падение 40–60° на север. Важнейшие рудные минералы: магнетит, флогопит, апатит, вермикулит, франколит и др. По набору промышленно важных минералов Ковдорский массив уступает лишь Хибинскому плутону. Пространственно и генетически с Ковдорским массивом щелочно-ультраосновных пород связаны месторождения: комплексное бадделиит-apatит-магнетитовое, апатит-штаффелитовое, флогопитовое, вермикулитовое, оливинитовое, кальцитовых карбонатитов [24].

Добыча железа на месторождении составила в 1988 г. 21,5 млн т. Обеспеченность запасами железа – на 46 лет. Производство апатитового концентрата достигло 2,5 млн т. Флогопитовая залежь отработалась шахтой и карьером глубиной 140 м.

5.1.3. Группа пегматитовых месторождений

Формация мусковитовых пегматитов

Мамский слюдоносный район. В России главные области добычи мусковита находятся в Мамском районе Сибири, в Карелии, на Кольском полуострове. Мамский слюдоносный район расположен на северо-востоке от Байкала в пределах Байкало-Патомского нагорья. Тела метаморфогенных мусковитовых пегматитов залегают, главным образом, среди сланцев и гнейсов слюдянкинской свиты протерозойского возраста (рис. 5.9). По характеру распределения мусковита в жильных телах выделяются жилы с равномерным, зональным и гнездовым. Размеры пластин слюды от очень мелких до гигантских с площадью в несколько квадратных метров; промышленное значение имеют пластины площадью более 4 см².

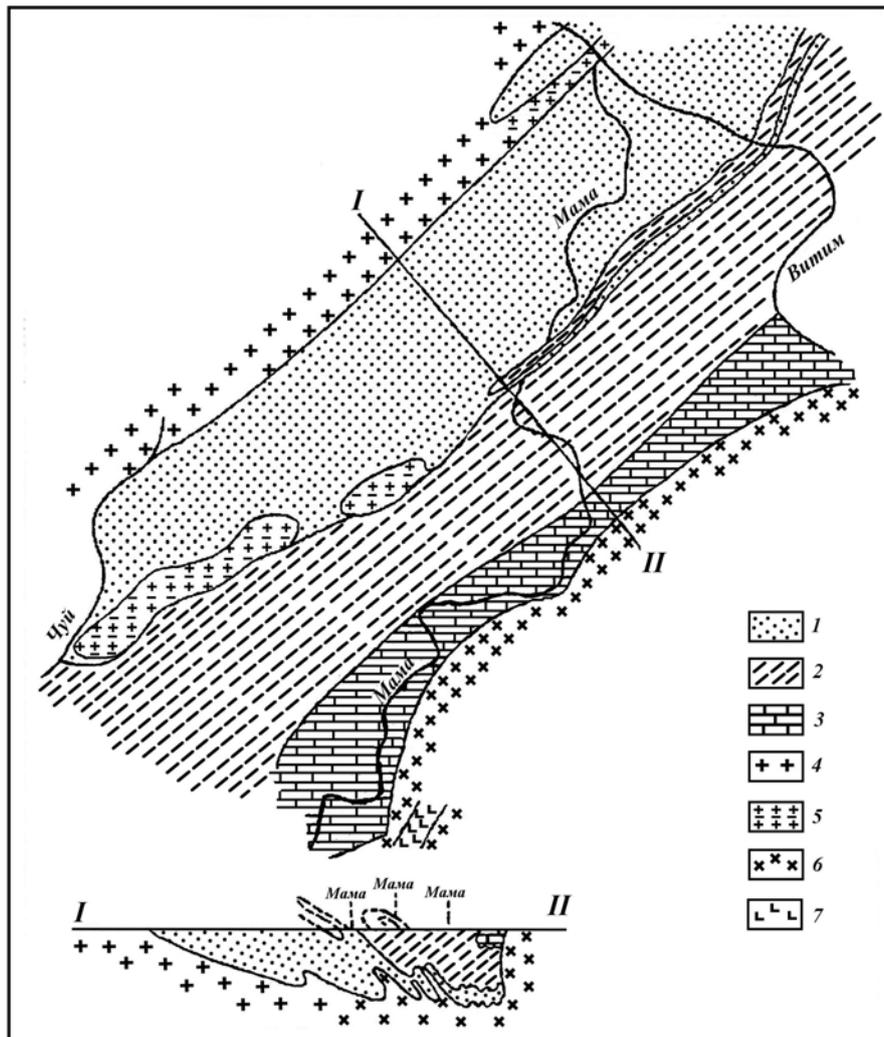


Рис. 5.9. Схематическая геологическая карта Мамского слюданосного района по Н.П. Семенко: 1 – гнейсы витимской свиты; 2 – гнейсы и сланцы слюдянкинской свиты; 3 – мраморизованные известняки и сланцы согдиондонской свиты; 4 – Чуйские порфирические граниты; 5 – мигматизированные аплитовидные граниты; 6 – мамские граниты; 7 – щелочные сиениты

За рубежом основными центрами добычи мусковита являются пегматитовые поля Индии и Бразилии.

5.1.4. Группа скарновых месторождений

Рудная формация магнетитовая известково-скарновая

Месторождение «Гора Магнитная» находится на восточном склоне южной части Уральского хребта. Оно приурочено к приконтактной зоне гранитоидной интрузии сложного состава, прорвавшей осадочно-эффузивную толщу нижнего карбона, состоя-

щую из известняков, порфиритов и их туфов (рис. 5.10). Месторождение образовано двумя пластообразными залежами – Западной и Восточной, разбитыми системой пострудных сбросов и пронизанными множеством дорудных даек. В настоящее время месторождение практически выработано.

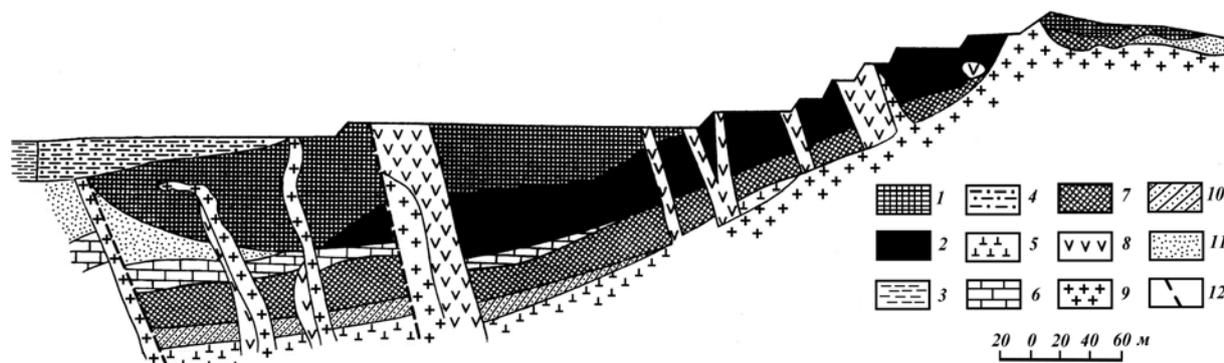


Рис. 5.10. Разрез по борту горы Магнитной по Г. Брауну: руды: 1 – окисленные, 2 – первичные; делювий: 3 – безрудный, 4 – рудный; 5 – порфириты; 6 – известняки и мрамор; 7 – скарны; 8 – диориты; 9 – граниты, микрограниты, кератофиры; 10 – атакиты; 11 – наносы; 12 – линии сбросов

Во время Великой отечественной войны (1941–1945 гг.) Магнитогорский горно-металлургический комбинат, построенный в довоенный период на базе скарновых железных руд, сыграл решающую роль в обеспечении оборонной промышленности нашей страны важнейшим металлом.

Коршуновское месторождение находится близ г. Железногорска Иркутской области, входит в Ангаро-Илимский рудный узел в бассейне р. Илим, правого притока р. Ангары. Комплекс осадочных песчано-глинистых и карбонатных отложений нижнего палеозоя и туфогенно-осадочных пород верхнего палеозоя, составляющий чехол Сибирской платформы, прорван интрузиями габбро-диабазов, диабазов и диабазовых порфиритов формации сибирских траппов. Скарновое месторождение железных руд локализовано в трубке взрыва, заполненной взрывчаткой туфогенных пород. Главным скарновым минералом является диопсид, в меньшей степени развит гранат. Гранат-пироксеновые скарны и брекчированные породы сильно хлоритизированы, серпентинизированы, карбонатизированы, ороговикованы и содержат скопления магнетита, гематита и маггемита.

Морфология рудных тел сложная. Выделяются пластообразные тела магнетитовых руд, залегающие согласно с вмещающими породами нижнего палеозоя, штоко-линзостолбообразные и пластовые рудные тела в скарнированных пирокластических породах

и крутопадающие жилы сплошного магнетита. В совокупности эти рудные тела образуют крупную залежь, морфология которой в существенной степени определяется формой трубки взрыва.

Текстуры руд брекчевидные и вкрапленные; массивные и полосчатые имеют ограниченное распространение. Главный рудный минерал – магномагнетит, содержащий до 6 % MgO. Коршуновское месторождение разрабатывается карьером. Суммарные запасы составляют более 400 млн т.

Характерной особенностью месторождений Ангаро-Илимской группы, к которой относится Коршуновское месторождение, является присутствие в нижних горизонтах отложений палеозойского осадочного чехла Сибирской платформы галогенных отложений, включая пласты каменной соли. Взаимодействие трапповой магмы с галогенными породами способствовало процессу рудообразования благодаря высокой транспортирующей роли хлора при извлечении и концентрации железа в оксидных минералах.

Формация меднорудных скарнов

Фроловское месторождение (Рис. 5.11) является центральным в группе Турьинских медных рудников на Северном Урале.

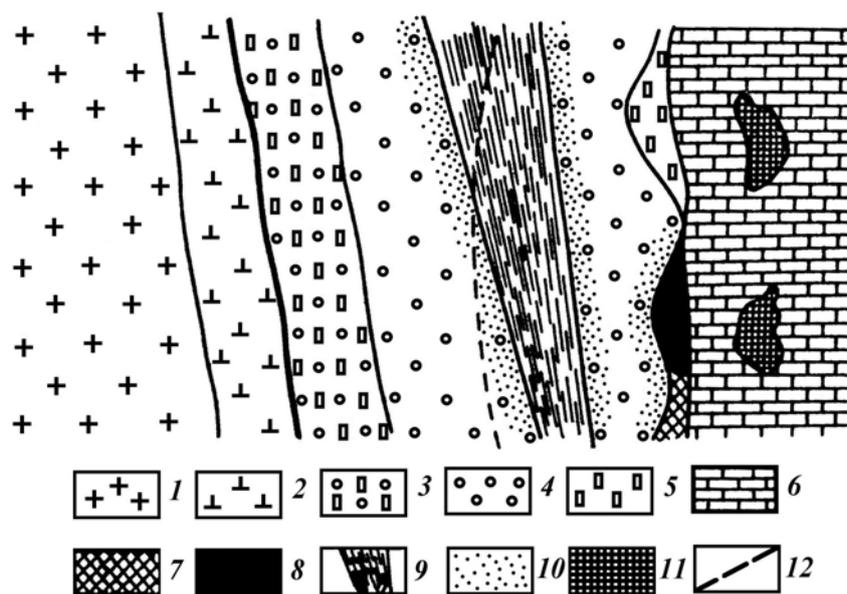


Рис. 5.11. Сводный разрез залежи скарнов Фроловского месторождения по Л. Овчинникову: диориты: 1 – кварцевые, 2 – околоскарновые («контактные»); скарны: 3 – пироксен-гранатовые, 4 – гранатовые, 5 – салитовые; 6 – мраморизованные известняки; 7 – магнетитовая руда; халькопиритовые руды: 8 – массивные в салитовом скарне, 9 – полосчатые зоны скалывания, 10 – вкрапленные в гранатовом скарне, 11 – в известняке; 12 – положение первоначального контакта

Месторождение приурочено к контакту кварцевых диоритов с известняками среднего девона. Сильно извилистая зона контакта усложняется дайками диоритового порфирита и тектоническими нарушениями. На глубине около 300 м толща известняков сменяется порфиритами. Пологопадающий контакт между ними создал условия для образования так называемых «донных» пластовых залежей скарнов.

Главным рудным минералом является халькопирит, с которым ассоциируют пирит, реже пирротин, сфалерит, галенит, молибденит и другие сульфиды в комплексе с хлоритом, кальцитом и кварцем, замещающем более ранние гранат-пироксеновые породы.

Тела массивных медных руд возникли вследствие замещения зоны салитовых (диопсидовых) скарнов с образованием пластин, гнезд и труб непосредственно на контакте скарнов и известняков, следуя его весьма изменчивым очертаниям.

В зоне окисления халькопиритовых руд был развит знаменитый колломорфный малахит. В XIX веке ежегодно добывали до 80 т прекрасного камня. Русские мастера разработали особый способ изготовления изделий из малахита, называемый «русская мозаика». Малахит с Урала до сих пор считается самым ценным на мировом рынке. В Государственном Эрмитаже есть малахитовый зал, в котором экспонируются более сотни разнообразных изделий из уральского малахита.

Рудная формация шеелит-молибденитовая скарновая

Месторождение Тырнауз (рис. 5.12) расположено на Северном Кавказе, к северу от Эльбруса на склоне Баксанского ущелья. Площадь месторождения сложена метаморфизованными известняками, сланцами и песчаниками палеозоя и юры, собранными в систему широтных складок. Известняки образуют ядро антиклинали и крылья синклинали. Складки осложнены продольными сбросами и прорваны мезозойскими гранитами, с внедрением которых связано образование скарнов и руд. Следуя складчатой структуре месторождения, пластообразная скарновая залежь повторяет контуры антиклинальной складки, образует мощный раздвиг в ее шарнире и распространяется на крылья синклинали. Вольфрамовое оруденение, представленное шеелитом, тесно ассоциирует с пироксен-гранатовыми скарнами. Молибденовое оруденение более позднее, связано с волной окварцевания, охватившей как скарны, так и часть роговиков. Кроме молибденита присутствует молибдошеелит, в котором шестивалентный молибден замещает вольфрам.

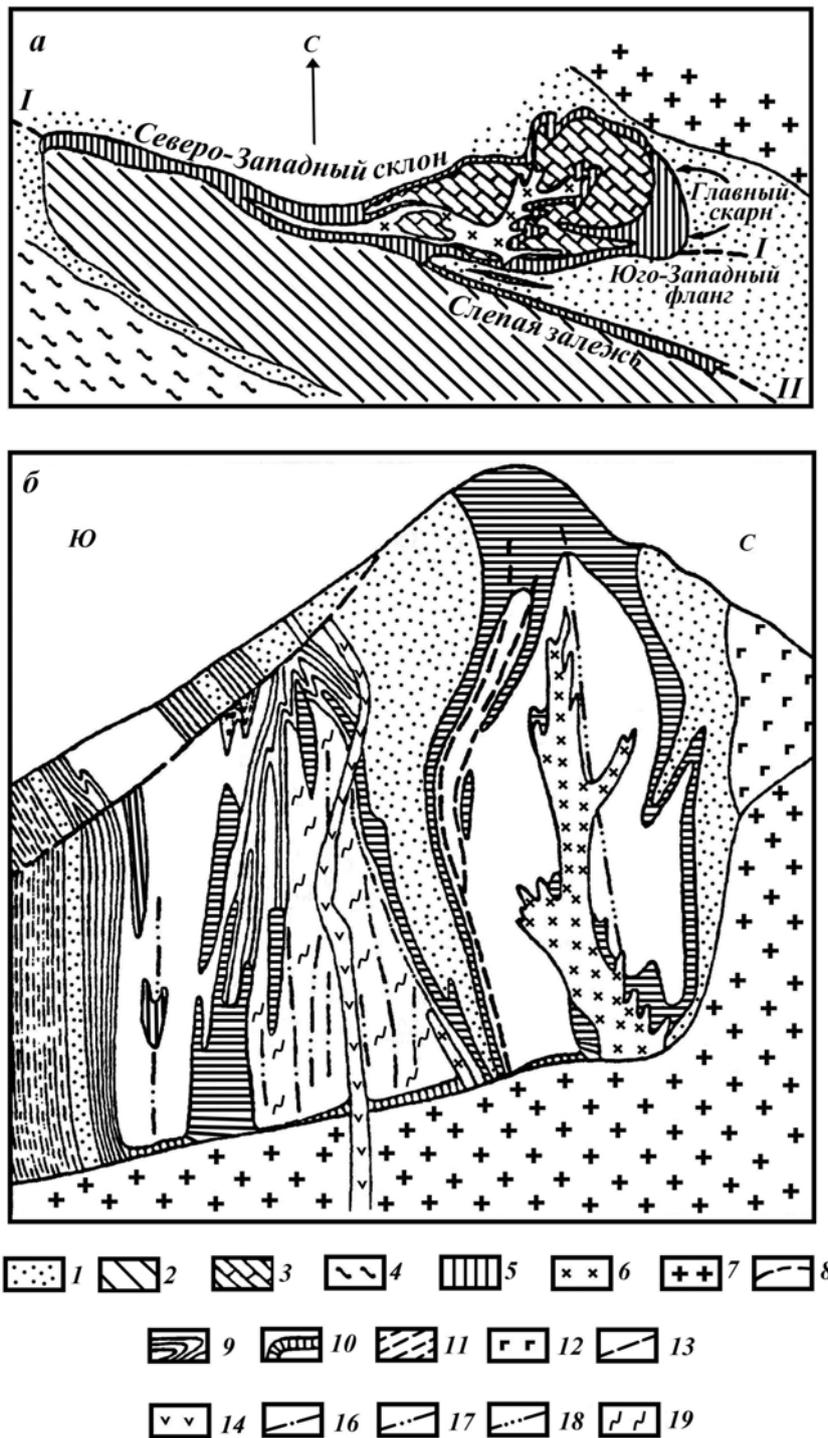


Рис. 5.12. Схематический геологический план одного из верхних горизонтов (а) и вертикальный разрез (б) месторождения Тырнауз по А.В. Пэку и др.: 1 – биотитовые роговики; 2 – мраморы слоистые; 3 – мраморы массивные; 4 – сланцы и конгломераты мукуланской свиты; 5 – скарны; 6 – лейкократовые граниты; 7 – эльджуртинские граниты; 8 – зоны разломов (I – Скарнового, II – Слепой залежи); 9 – пироксен-плагиоклазовые и известково-силикатные роговики, местами скарнированные; 10 – скарны и пироксен-

плагиоклазовые породы; 11 – сланцы. Песчаники и конгломераты раннеюрского возраста; 12 – кварцевые плагиопорфиры; 13 – разломы; 14 – липариты; 15–17 – осевые линии шарниров: 15 – ранних антиклинальных изоклинальных складок, 16 – синклинальных, 17 – поздних наложенных складок; 18 – схематическое изображение складок волочения

Формация бороносных скарнов

Дальнегорское месторождение расположено на Дальнем Востоке (рис. 5.27). Известняки верхнего триаса, с которыми связаны промышленные залежи, подстилаются и перекрываются песчано-сланцевыми породами того же возраста. Отложения прорваны гранитоидами (гранит-порфиры, гранофиры, диориты) палеогенового возраста, дорудными и внутрирудными дайками диабазовых и андезитовых порфиритов. Скарны развиты как по известнякам, так и по песчано-сланцевым породам. В скарнах рудные минералы – датолит и данбурит – обычно развиты по более ранним скарновым минералам: волластониту, гранату, пироксену, а также по кальциту и кварцу.

Рудные тела имеют форму линзо- и пластообразных залежей, реже неправильную. Структура руд крупно-, средне- и мелкозернистая; текстура полосчатая, пятнистая, друзовая, брекчевидная и др.

5.1.5. Группа альбитит-грейзеновых месторождений

Формация ураноносных линейных альбититов

Желтоводское месторождение урановых руд расположено в северной части Криворожского железорудного бассейна в Украине. Своеобразие этого месторождения заключается в приуроченности урановорудных тел к залежам магнетитовых руд в железисто-сланцевых породах криворожской серии раннего протерозоя. Участки интенсивного проявления складчатости осложнены разрывными нарушениями, а породы изменены процессами натриевого метасоматоза.

По минеральному составу и текстурам различают три типа урановых руд: уранинит-магнетитовый, ненадкевит-альбитовый и настуран-коффинитовый. Уранинит-магнетитовые руды представлены тонкорассеянной вкрапленностью уранинита (0,001–1 мм) в карбонате и эгирине, ассоциирующем с магнетитом. Уранинит в тесном сростании с гематитом окружает относительно более крупные зерна мартитизированного магнетита. Для руд характерна полосчатая текстура, унаследованная от магнетитовых руд.

По совокупности имеющихся данных определения абсолютного возраста вмещающих пород и урановых руд, изотопных анализов кислорода и углерода наиболее убедительной является концепция о формировании урановых месторождений в связи с процессами протерозойской тектоно-магматической активизации древних платформ. Вероятным источником металла могли быть комплексы древних пород, обогащенные ураном [3].

Формация кварц-сульфидно-гюбнеритовая грейзеновая

Холтосонское вольфрамовое месторождение (рис. 5.13) расположено в пределах Джидинского рудного поля, в отрогах Джидинского хребта юго-западной части Бурятии вместе с группой вольфрамитовых (Инкурское) и молибденовых (Первомайское) месторождений.

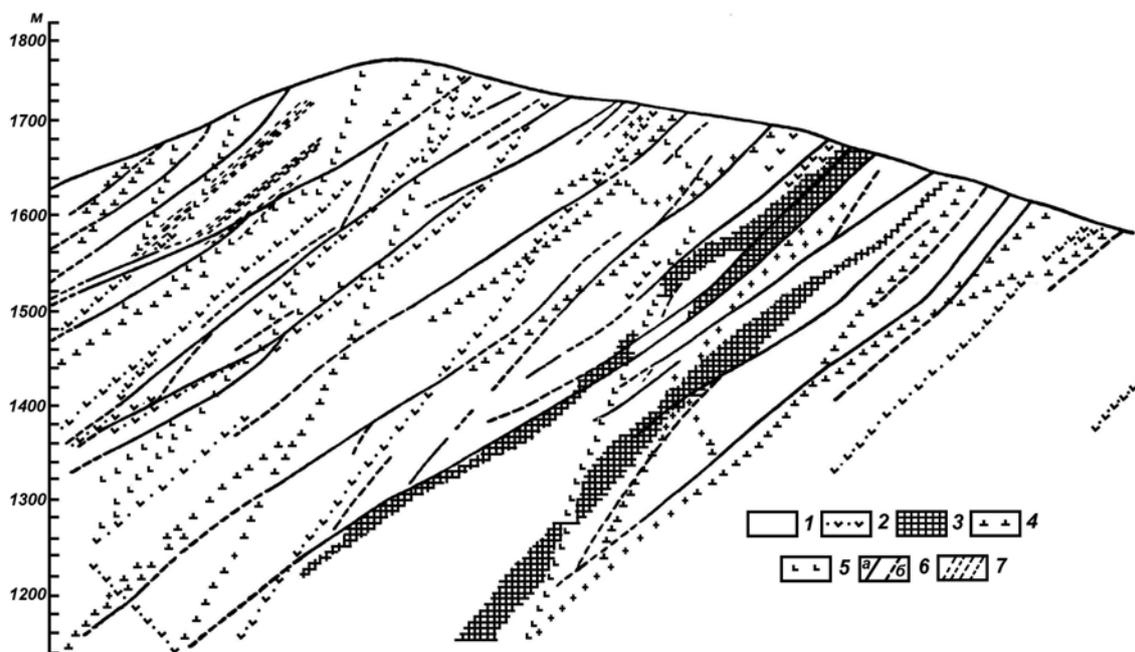


Рис. 5.13. Схематический геологический разрез через центральную часть Холтосонского месторождения по А. Щеглову и Т. Буткевичу: 1 – кварцевые диориты; 2 – микродиориты и диоритовые порфириты; 3 – бостониты; 4 – серые сиениты; 5 – серые кварцевые сиенит-порфиры; 6 – установленные (а) и предполагаемые (б) кварц-сульфидно-гюбнеритовые жилы; 7 – тектонические зоны и нарушения

Оруденение связано с гранит-порфирами Первомайского массива, возраст которого определен в 140 млн лет (ранний мел). Наиболее богатое оруденение наблюдается до глубины 200 м от поверхности, ниже содержание вольфрама уменьшается в среднем в

1,5 раза. На месторождении известно 140 жил, половина которых имеет промышленное значение. Большая часть жил относится к сколовому типу, имеет субширотное простирание и падение к югу под углами 30–50° (до 55–85°). Жилы характеризуются сложной морфологией; при средней мощности 0,8 м встречаются раздувы до 2 и даже 12 м. Это объясняется тем, что отложение рудного вещества происходило не только в открытых полостях, но и путем метасоматического замещения боковых пород, хотя и в меньших масштабах. Протяженность жил по падению в среднем в 2 раза превышает их длину по простиранию. Рудные жилы локализованы в полосе протяженностью около 2,5 км, приуроченной к зоне разлома северо-западного направления.

Рудный процесс проявлялся в последовательном формировании жил и прожилков различного состава. Наиболее ранними являются полевошпатовые жилы пегматоидного типа. Затем, вероятно, были образованы довольно редкие кварцевые жилы с флюоритом и мелкие микролитовые прожилки, в которых в небольших количествах присутствует гюбнерит. И лишь после этих проявлений следует формирование промышленных кварц-сульфидно-гюбнеритовых жил, в которых, помимо главного жильного минерала кварца, присутствуют микроклин, жильбертит, серицит, флюорит, реже анкерит. Рудные минералы представлены гюбнеритом, пиритом, сфалеритом, галенитом, халькопиритом, шеелитом и др.

5.1.6. Группа собственно гидротермальных месторождений

Класс плутоногенно-гидротермальных руд

Рудная формация золото-кварцевая

Березовское золоторудное месторождение расположено в Восточно-Уральском антиклинории, сложенной вулканогенными породами палеозойского возраста. С востока и запада Березовское рудное поле (рис. 5.14) ограничено глубинными разломами субмеридионального простирания, которые контролировали положение интрузий герцинских гранитоидов и более древних пород габбро-перидотитовой формации.

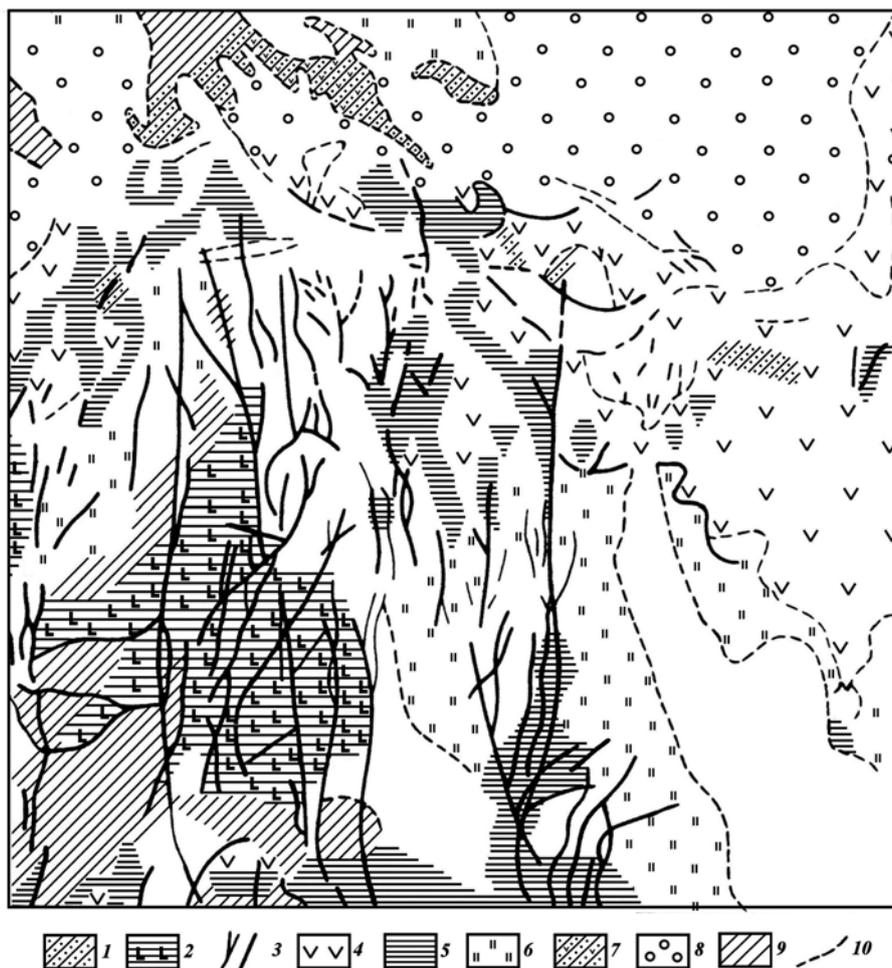


Рис. 5.14. Схематическая геологическая карта района Березовского месторождения по Н.И. Бородаевскому: 1 – диоритовые амфиболиты; 2 – эпидот-хлоритовые и кварц-хлоритовые сланцы; 3 – березитизированные гранит-порфиры; 4 – серпентиниты; 5 – тальковые сланцы; 6 – альбитовые сланцы; 7 – листвениты; 8 – габбро; 9 – кварц-серицитовые сланцы; 10 – границы распределения россыпей

В пределах рудного поля наиболее развиты породы березовской (нижний карбон) и адуйской (верхи девона) свит. Березовская свита представляет собой переслаивание кремнисто-глинистых и кремнисто-углистых сланцев, филлитов, туфопесчаников, туффитов, туфобрекчий; адуйская – диабазов, порфиритов, их туфов и туфоловов.

Яркая отличительная особенность Березовского месторождения – наличие многочисленных гранитоидных даек, прорезающих породы района преимущественно в субмеридиональном направлении. К дайкам приурочена главная масса золоторудных жил. Среди них преобладают широтные крутопадающие, почти перпендикулярные контактам меридиональных даек гранитоидов, получившие название «лестничных» жил (рис. 5.15).

Протяженность жил 200–300 м, иногда до 1 км. Протяженность лестничных жил определяется мощностью даек, за пределы которых они не выходят.

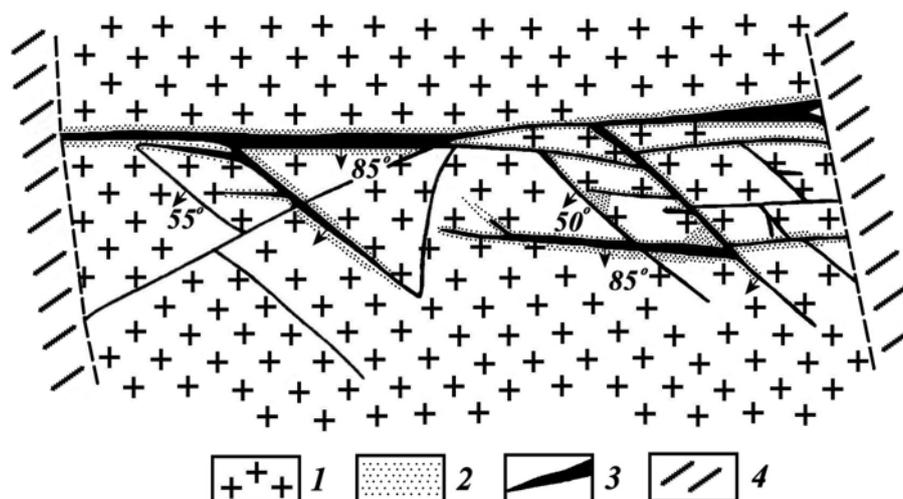


Рис. 5.15. Строение системы лестничных жил на Березовском месторождении по М. Бородаевской и Н. Бородаевскому: 1 – плагиогранит-порфиры; 2 – ореолы березитов; 3 – лестничные жилы; 4 – вмещающие породы

Рудные минералы присутствуют в количестве от 2 до 10 %, представлены главным образом пиритом, шеелитом, блеклыми рудами (тетраэдритом, айкинитом), галенитом и халькопиритом. Золото мелкое пылевидное, часть его приурочена к ранним сульфидам, максимальное же количество связано с выделением поздней тетраэдрит-галенит-айкинитовой ассоциации. Пробность золота от 800 до 930. В целом значительно обогащены золотом места сгущения широтных лестничных жил. Наиболее высокие концентрации отмечены в центральных частях жил и вблизи висячего бока даек. Главный жильный минерал – кварц нескольких генераций, присутствуют анкерит, кальцит, доломит и др.

Наиболее характерные окологорудные изменения – лиственитизация гипербазитов и осадочно-вулканогенных пород и березитизация жильных гранитоидов. Листвениты и березиты образуют ореолы мощностью от 0,1–0,4 до 1–1,5 м. Сульфидоносные березиты обычно золотоносны и обрабатываются вместе с жилами.

Рудная формация кобальтовая (имальтин-хлоантит-никелин-аргентитовая)

Месторождение Хоуваксы (Тува). Рудный район сложен вулканогенными и осадочными толщами нижнего и среднего палеозоя (кембрий – нижний девон). Породы об-

разуют антиклиналь, прорванную каледонскими (460–480 млн лет) лейкократовыми биотитовыми гранитами и дайками различного состава, среди которых выделяются послескарновые, но дорудные. Гидротермальные руды кобальта связаны с гранитоидными интрузивами. Оруденение контролируется крупным субмеридиональным разломом и локализовано в оперяющих его пологих и крутых трещинах скола (рис. 5.16). Месторождение сформировалось в конце раннего – начале среднего девона.

Главные рудные минералы: никелин (NiAs), раммельбергит (Ni As_2), шмальтин ($(\text{Co, Ni, Fe}) [\text{As}_{4-x}]$) и др.; жильные: кальцит и доломит. В зоне окисления развиты эритрин («кобальтовые цветы»), анабергит и др. Отношение Co/Ni в рудах около единицы.

Плутоногенно гидротермальные руды подобных месторождений наиболее богаты содержанием кобальта (до нескольких процентов), но их экономическое значение ограничено запасами (0,5 % от суммарных, добыча составляет 1,5 % от общей).

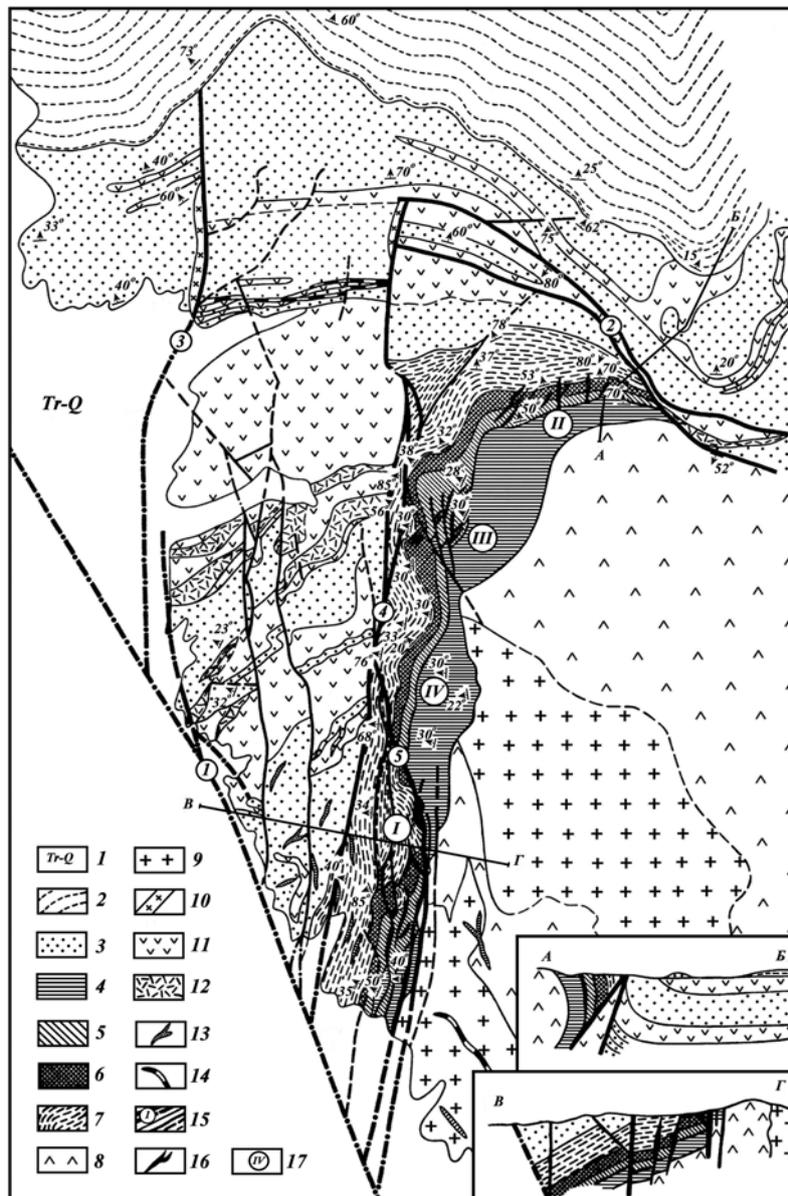


Рис. 5.16. Схема геологического строения Ховуаксинского рудного поля по А. Богомолу:

1 – третичные и четвертичные отложения; 2 – живецкие осадочные отложения; 3 – нижнедевонские осадочно-вулканогенные породы; 4–7 – силурийские породы: 4 – конгломераты, песчаники, алевролиты (пачка а), 5 – переслаивание скарнов и алевролитов (пачка б), 6 – скарны (пачка с), 7 – переслаивание алевролитов и песчаников (пачка d); 8 – вулканогенные породы нижнего кембрия; 9 – граниты; 10 – дайки трахитовых порфиров; 11 – субвулканические пластовые залежи диабазов, габбро-диабазов, диабазовых порфиритов; 12 – субвулканические пластовые залежи андезитовых порфиритов; 13 – дайки диабазов; 14 – дайки кварцевых порфиров; 15 – разрывные нарушения: а – первого порядка (1 – Юго-Западный разлом, 2 – Северный надвиг, 3 – Северо-Западный разлом, 4 – Западный разлом, 5 – Восточный разлом), б – разрывные нарушения разных порядков; 16 – рудные жилы; 17 – участки восточного блока рудного поля:

I – Южный, II – Северный, III – Средний, IV – Промежуточный

Класс вулканогенно-гидротермальных месторождений

Рудная формация золото-серебряная

Карамкенское месторождение расположено в пределах в пределах Охотско-Чукотского вулканического пояса Северо-Востока России (рис 5.27). В районе рудного поля широко развиты эффузивные и интрузивные породы, образуя ряд вулканоплутонических комплексов. Они отвечают трем крупным тектоническим этапам развития Охотско-Чукотского вулканического пояса: апт-туронскому, позднеэоцен-датскому и раннепалеогеновому [т. 3]. Наиболее древний комплекс представлен миндалекаменными андезито-базальтами, андезитами и андезито-дацитами с редкими прослоями туфов, туфобрекчий и туфоконгломератов. К интрузивной фации относятся небольшие штоки мелкозернистых габбро. Более молодой возраст (72–83 млн лет) имеют толщи риолитов, риолито-дацитов и туфов с комагматичными телами гранодиорит- и плагиогранит-порфиров. Самые молодые лавовые покровы и сопряженные с ними дайки базальтов имеют палеогеновый возраст (55–59 млн лет).

Большая часть эффузивных и интрузивных пород в районе месторождения неоднократно подвергалась гидротермальному метасоматозу. Выделяют несколько фаций: пропилитовую, кварц-гидрослюдистую, кварц-каолинитовую, кварц-адуляровую и кварц-каолинит-алунитовую.

Рудные жилы кварц-адулярового и кварцевого состава залегают в зоне кварц-гидрослюдистых метасоматитов в трещинах преимущественно северо-восточного простирания (рис. 5.17).

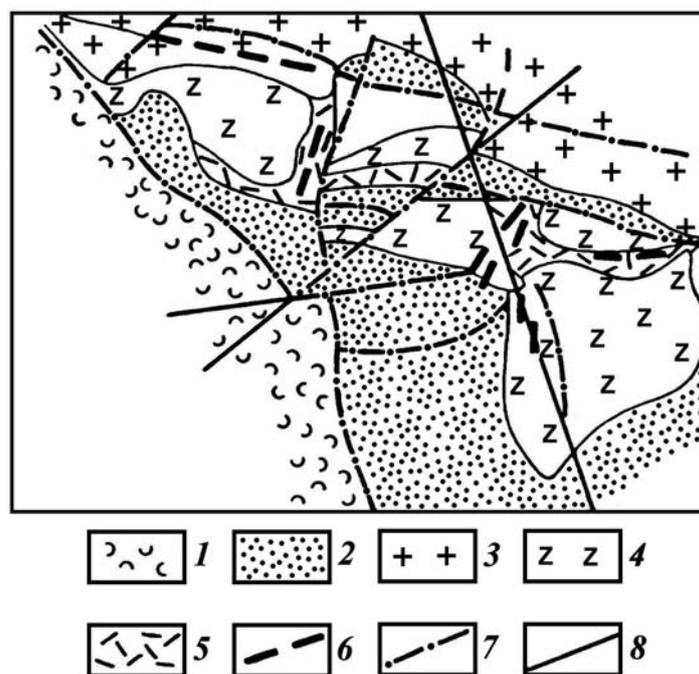


Рис. 5.17. Схема геологического строения Карамкенского месторождения по П. Бабкину и А. Сидорову: 1 – липариты Средне-Арманской отрицательной вулканической структуры; 2 – осадочные и вулканогенные толщи Магодовено-Хасынского горстообразного поднятия; 3 – среднезернистые граниты; 4 – субвулканические дациты; 5 – субвулканические липариты; 6 – рудоносные жилы; 7 – разломы; 8 – направления важнейших региональных разломов Охотско-Колымского отрезка Охотско-Чукотского вулканического пояса

Мощность жил от нескольких сантиметров до 1–3 м. Жильные минералы Карамкенского месторождения: кварц (55–98 %), адуляр (до 25 %), карбонат и гидрослюды.

Рудные минералы: пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, марказит, золото, электрум, сульфосоли серебра и др. Золото в рудах присутствует в виде субмикроскопических (0,008–0,02 мм) выделений; пробность 500 и ниже.

Характерной особенностью месторождения является широкое развитие глинистых минералов, наличие тонкополосчатых и колломорфных текстур. Собственно окolorудные изменения представлены окварцеванием, пиритизацией и мелкопрожилковой карбонатизацией, локально распространенной.

Класс стратиформных (амагматогенных) месторождений

Рудная формация ртутная

Месторождение Никитовка находится в Донбассе, приурочено к донецкой среднекаменноугольной угленосной формации. Рудные тела локализованы в горизонтах кварцевых песчаников мощностью от 5 до 50 м, разделенных более мощными пачками (до 150 м) безрудных сланцев. Рудные тела пластообразной и линзообразной формы размещаются в сводовых частях брахискладок. В перемятых и брекчированных породах вдоль разломов фиксируются зоны рассеянной минерализации. Вертикальный размах оруденения достигает 1,2 км (рис. 5.18).

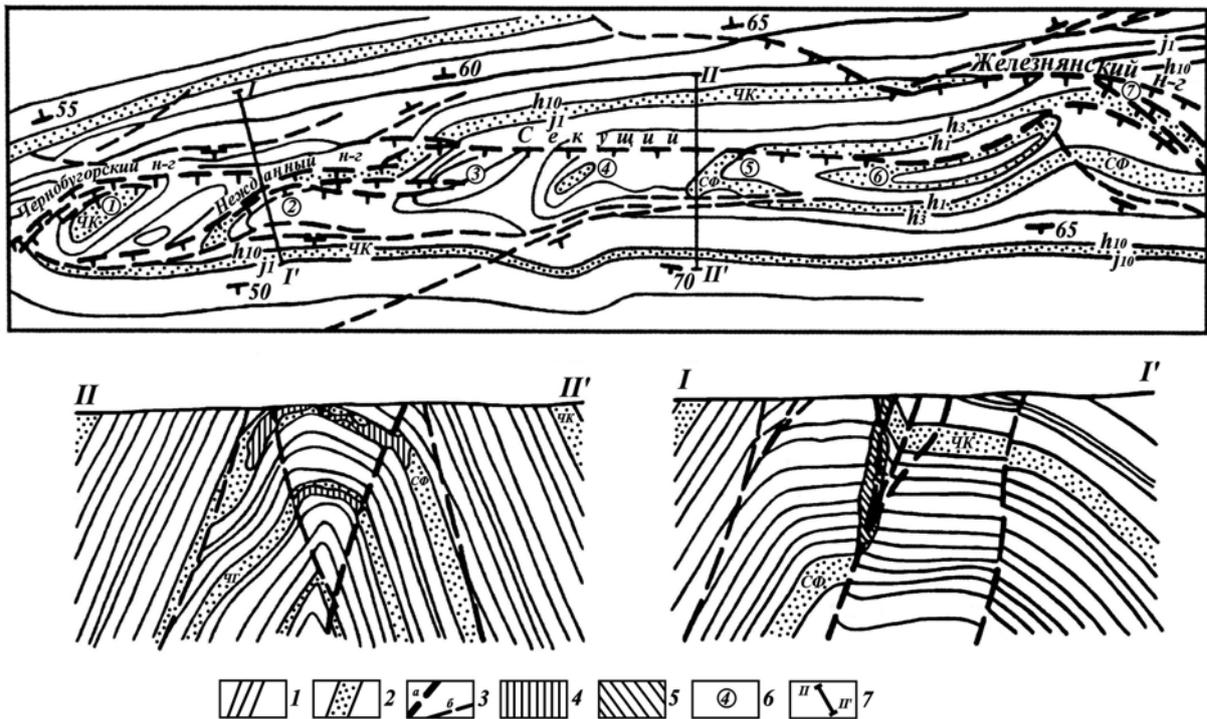


Рис. 5.18. Геологическая схема Никитовского рудного поля и схематические разрезы участков развития секущего (разрез I-I') и пластового (разрез II-II') типов оруденения по Г.А. Соловьеву: 1 – терригенная толща с маломощными горизонтами углей; 2 – мощные пачки песчаников (чк – чернокурганских, сф – софиевских, чг – чегарникских); 3 – разрывные нарушения: основные рудоконтролирующие надвиги (а), прочие разрывные нарушения (б); 4, 5 – оруденение: 4 – внутрислового типа, 5 – внутринадвигового типа; 6 – отдельные участки и месторождения Никитовского рудного поля; 7 – линии разрезов

Главный рудный минерал – киноварь. Содержание ртути в рудах – 04–13 %. Текстуры руд вкрапленные, прожилковые, реже массивные. Температура образования киновари и антимонита 150–120⁰ С.

Изотопный состав серы сульфидов однороден и близок к метеоритному стандарту, что может свидетельствовать о глубинном источнике рудного вещества [3].

Рудная формация сурьмяно-ртутная

Месторождение Хайдаракан находится в Средней Азии в восточной части Южно-Ферганского сурьмяно-ртутного пояса. Месторождение является типичным представителем комплексного ртутно-флюорит-сурьмяного оруденения. Структура рудного поля сложная (рис. 5.19).

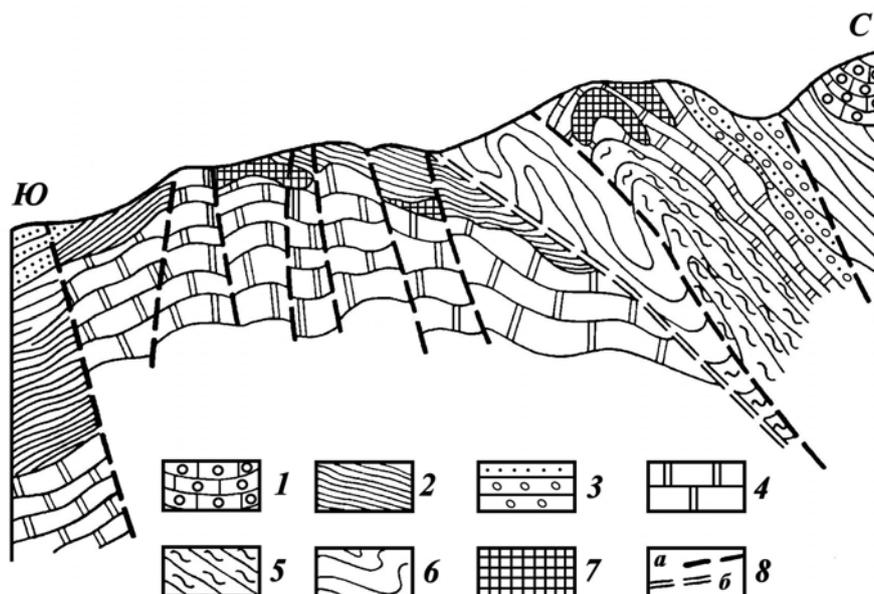


Рис. 5.19. Схематический разрез через Хайдарканское рудное поле по Н.А. Никифорофу:

1 – конгломераты известняковые мелкогалечные, 2 – песчаники и сланцы; глинисто-песчанистые сланцы; 3 – сланцевато-конгломератовая Кара-Арчинская толща; 4 – массивные, слоистые известняки; 5 – глинисто-серицитовые сланцы, часто переходящие в углисто-кремнистые; 6 – верхнесилурийские сланцы; 7 – джеспероиды;
8 – сброс и взбросы (а) и надвиги (б)

Толща силурийских сланцев надвинута на известняки и сланцы карбона, обе толщи смяты в складки сундучного типа с пологими антиклинальными сводами и крутыми крыльями и разбиты поперечными и диагональными разломами на серию блоков. Оруденение приурочено к крупным пластообразным и линзовидным залежам джеспероидов – продуктов окварцевания тонкослоистых известняков. Главные рудные минералы – антимонит и киноварь, второстепенные реальгар, аурипигмент, пирит и др. Главные жильные: кварц, флюорит, кальцит; встречается барит. Текстуры руд – вкрапленные,

прожилково-вкрапленные, гнездовые, брекчиевые и др. Рудоотложение происходило в температурном интервале 250–50 °С.

Возраст оруденения по радиохронологическим данным (от 268 до 236 млн лет) соответствует перми и триасу [3].

5.1.7. Группа колчеданных месторождений

Рудная формация медно колчеданная

Месторождение Гайское находится на Урале, выполняет палеовулканическую жерловину (рис. 5.20, рис. 5.21).

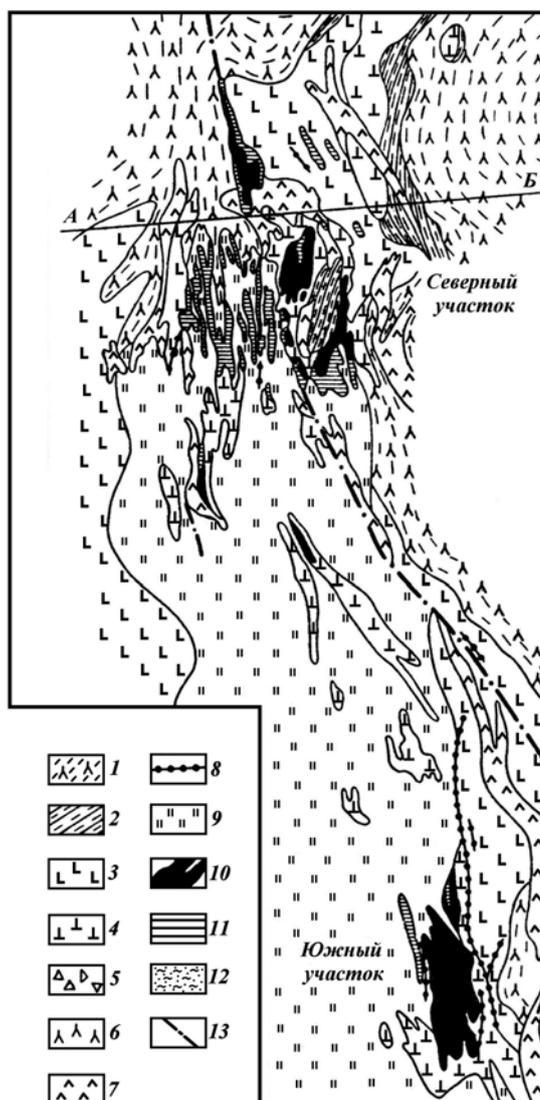


Рис. 5.20. Геологический план одного из горизонтов Гайского месторождения по материалам Гайского бурового участка и комбината: 1–2 – верхняя (надрудная) толща:

1 – лавы; туфы и агломераты плагиоклазовых и пироксен-плагиоклазовых диабазовых порфиритов, 2 – слоистые переложенные туфы смешанного состава; 3–5 – нижняя (рудовмещающая толща): 3 – туфо, туфоагломераты и туфобрекчии смешанного липарито-дацитового и андезито-дацитового состава с подчиненными прослоями лав того же состава, 4 – субвулканические кварцевые липарито-дациты, частично жерловые порфирокластические ингбриты и спекшиеся туфы липарито-дацитового состава; 5 – взрывные брекчии полимиктового состава; 6 – плагиоклазовые диабазовые порфириты; 7 – габбро-диабазы (силы, дайки, тела неправильной формы); 8 – афировые миндалекаменные диабазы; 9 – кварц-серицитовые, серицит-кварцевые и кварцевые метасоматиты преимущественно понеровномерноблочным брекчиям липаритового состава, частично по субвулканическим и жерловым липаритовым и липарито-дацитовым порфирам; 10 – сплошные колчеданные руды; 11 – вкрапленные руды; 12 – рыхлые песчано-глинистые мезо-кайнозойские отложения; 13 – разрывные нарушения

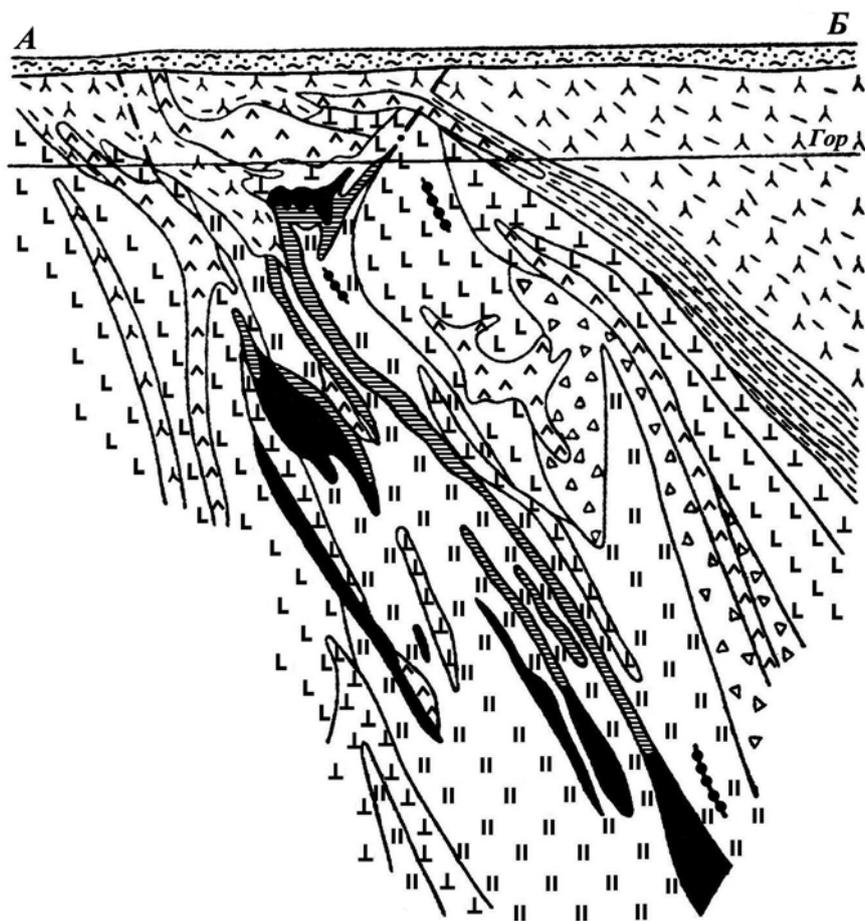


Рис. 5.21. Геологический разрез Северного участка Гайского месторождения по материалам Гайского бурового участка и комбината; условные обозначения см. на рис. 5.20

Гидротермально-метасоматические медноколчеданные руды в венчающей части разреза сменяются цинково-медноколчеданными рудами, отложившимися на дне водоема в вулканической кальдере. Рудные тела в форме жил и неправильных залежей мощностью от первых метров до 100 м и более уходят на глубину 1000–1200 м. Главные рудные минералы – пирит, халькопирит, сфалерит, присутствуют борнит, блеклые руды, галенит, самородное золото, серебро. Попутно извлекаются рассеянные элементы: кадмий, селен, теллур и германий.

Рудная формация полиметаллическая колчеданная

Риддер-Сокольное месторождение, расположенное в Рудном Алтае, может служить примером полиметаллических колчеданных месторождений (рис. 5.22).

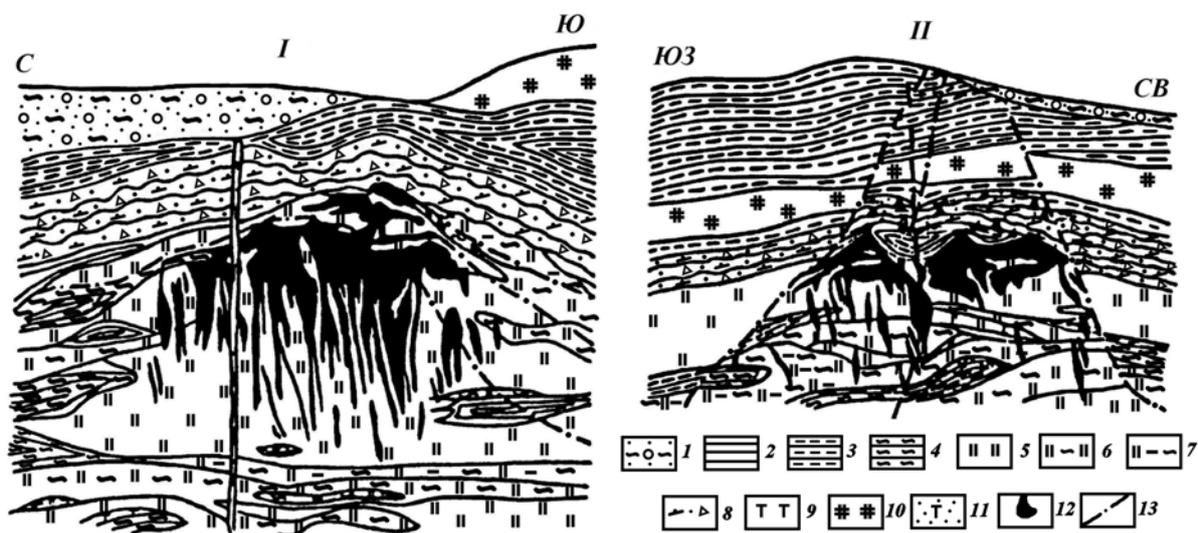


Рис. 5.22. Разрезы рудных залежей Риддер-Сокольного месторождения: I – Юго-Западная, II – Победа (по данным Лениногорского рудника); 1 – рыхлые отложения; 2 – алевропелиты; 3 – известковистые алевропелиты; 4 – серицитизированные алевропелиты; 5 – микрокварциты; 6 – серицит-хлорит-кварцевые породы; 7 – серицитизированные микрокварциты; 8 – агломератовые туфы смешанного состава; 9 – миндалекаменные плагиоклазовые порфиры; 10 – кварцевые альбит-порфиры; 11 – диабазы и диабазовые порфиры; 12 – полиметаллическая руда; 13 – разломы

Пологоскладчатые девонские вулканогенно-осадочные породы слагают межвулканическую депрессию. В северной части депрессии расположен Риддер-Сокольный палеовулкан, на южном склоне которого расположено колчеданное оруденение, локализованное в туфах кислого состава. Рудные тела имеют сложную медузообразную форму –

сочетание пластообразных залежей с отходящими вниз апофизами жильных тел и штоков. Главные рудные минералы: галенит, сфалерит, халькопирит, пирит, второстепенные – арсенопирит, блеклые руды, золото, серебро.

5.2. СЕРИЯ МЕТАМОРФОГЕННЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

5.2.1. Класс регионально-метаморфизованных полезных ископаемых

Рудная формация золото-кварц-малосульфидная

Месторождение Сухой Лог находится в Восточной Сибири (Байкало-Патомская горная область) в пределах Ленского (Бодайбинского) золотоносного района.

Бодайбинский синклиниорий, вмещающий коренные месторождения золота и россыпи, сложен метаморфизованными отложениями патомской серии позднего протерозоя. Преобладают метапесчаники кварцевые и полимиктовые, черные углистые сланцы, известковистые песчаники, доломиты, кварциты. Гранитоидные интрузии расположены к югу и востоку от рудоносной площади. Дайки кварцевых порфиров, гранит-порфиров, лампрофиров двумя поясами близмеридионального простирания пересекают район. Месторождение Сухой Лог находится в осевой части антиклинальной складки третьего порядка (по отношению к Бодайбинскому синклиниорию) сжатой и опрокинутой на юг. Ядро складки сложено углистыми, кварц-серицитовыми сланцами и метаалевролитами, крылья – известняками, метапесчаниками, известковыми сланцами. Региональный метаморфизм пород в условиях фации зеленых сланцев [3].

Оруденение локализовано в близширотной зоне позднекладчатого рассланцевания, которая вытянута на 15 км. Мощность зоны изменчива – от 20 до 250 м. Главное рудное тело представляет собой пластообразную залежь прожилково-вкрапленных руд длиной несколько км, мощностью от 15 до 140 м (средняя мощность 70 м). По падению рудное тело прослежено на 1500 м. Оно имеет раздувы и пережимы, а распределение золота в нем носит столбовой характер. Рудные столбы имеют неправильную форму, вытянутую вдоль секущих разрывов. Литологический контроль оруденения выражен в приуроченности прожилково-вкрапленных руд к горизонтам пород с повышенным содержанием углеродистого вещества и сульфидов осадочного и метаморфического генезиса. Наблюдается слабое окварцевание, сульфидизация, карбонатизация в пределах рудной зоны.

Руды отличаются простым минеральным составом. Сульфиды представлены пиритом (90–95 % всех сульфидов), кроме того, присутствуют халькопирит, пирротин, галенит,

сфалерит, арсенопирит, пентландит. Сульфиды составляют 1,3–2,5 % общего состава. Золото мелкое, в среднем 0,1–0,14 мм. Кроме кварца и сульфидов в жильной массе присутствуют карбонаты, полевой шпат и слюды. Золотоносным является и пирит. Среднее содержание золота в рудах 2,5 г/т, золото высокопробное (890–950 и выше). Месторождение Сухой Лог относится к уникальным: запасы золота определены в 1450 т [3].

Формация медистых песчаников

Удоканское месторождение расположено в пределах Олекмо-Витимской меденосной металлогенической провинции Северо-Восточного Забайкалья, оно приурочено к крупному Кодаро-Удоканскому прогибу раннепротерозойского заложения на архейском кристаллическом основании (рис. 5.23).

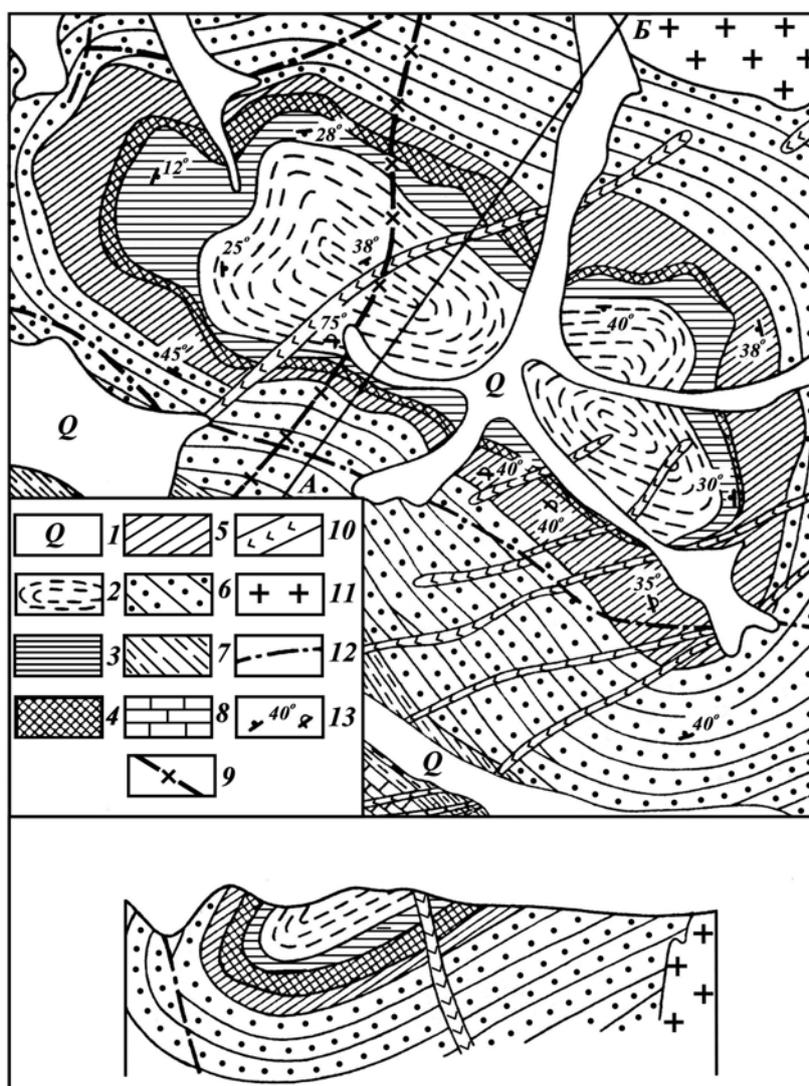


Рис. 5.23. Схема геологического строения Удоканского месторождения по Э. Гринталю, В. Чечеткину и др.: 1 – четвертичные отложения; 2 – намингинская свита – алевролиты, песчаники, аргиллиты; 3–5 – верхняя подсвита сакуканской свиты: 3 – надруд-

ная пачка – известковистые и кварцитовидные песчаники, алевролиты, 4 – рудная пачка – известковистые и кварцитовидные песчаники, алевролиты, 5 – подрудная пачка – известковистые и кварцитовидные песчаники, алевролиты, конгломерато-брекчии; 6 – средняя подсвита сакуканской свиты – магнетитосодержащие песчаники, гравелиты; 7 – нижняя подсвита сакуканской свиты – песчаники, филлитовидные сланцы, гравелиты, конгломераты-брекчии; 8 – бутунская свита – известняки, алевролиты, известковистые

Месторождение занимает площадь около 30 км². Центральная часть синклинали сложена свитой метаалевролитов, аргиллитов и песчаников мощностью до 1000 м. Залегающая ниже рудовмещающая толща мощностью от 650 до 800 м сложена серыми и розовато-серыми ритмично перслаивающимися метапесчаниками, в меньшей степени – алевролитами и аргиллитами. Рудные тела устанавливаются по результатам опробования. Они характеризуются согласным залеганием, пластообразно-изометричной, линзовидной, лентовидной формами. В плане они образуют серию рудных полос или лент, вытянутых вкрест простиранья прогиба, что свидетельствует о продвижении в этом направлении палеоделты. Протяженность рудных тел достигает 2–3 км.

Главные рудные минералы халькозин, борнит, халькопирит. Выделяются пирит-халькопиритовые, халькопирит-борнитовые и борнит-халькопиритовые руды. Содержания меди в рудных телах, оконтуренных по бортовому содержанию, в среднем 0,6 % (до 1,67 %). Руды комплексные, попутные компоненты – серебро, золото и др. Запасов меди более 20 млн т, что составляет около 21 % общероссийских запасов.

Локализованное в раннепротерозойской толще осадочно-метаморфизованных пород месторождение испытало воздействие катагенеза, регионального метаморфизма, тектоническим дислокациям.

На месторождении развита зона окисления глубиной 10–20 м, в отдельных случаях окисленные руды встречены на глубинах 200–500 м.

Формация урано-золотоносных конгломератов

Месторождение Витватерсранд расположено вблизи г. Йоганесбург в Южной Африке. Рудная минерализация проявлена на огромной площади (350x200 км). Золотоносная толща Витватерсранд состоит из ритмичных серий конгломератов, песчаников, сланцев с горизонтами андезитов, порфиров и их туфов (рис. 5.24). Пачки рудоносных конгломератов образуют так называемые «риффы», содержащие золоторудную и урановую минерализацию. Мощность риффов от 30 до 400 м, протяженность по простиранью – до 70 км. Протяженность всей рудоносной полосы около 200 км. Наиболее рудоносными

являются конгломераты, сложенные на 80 % окатанной галькой кварца или кварцита. Цемент имеет кварц-биотит-хлорит-эпидотовый состав, содержит углеродистое вещество и рудную минерализацию, содержащую до 5–10 % сульфидов. Установлено более 70 минералов – сульфидов. Наиболее распространен пирит, присутствуют пирротин, халькопирит, сфалерит, галенит, кобальтин и др. Золото содержится в пирите и в виде мелких обломков в цементе. Содержание золота 8–20 г/т, редко до 3000 г/т, пробность 900–935. Обычным является содержание U_3O_8 в среднем около 0,03 %.

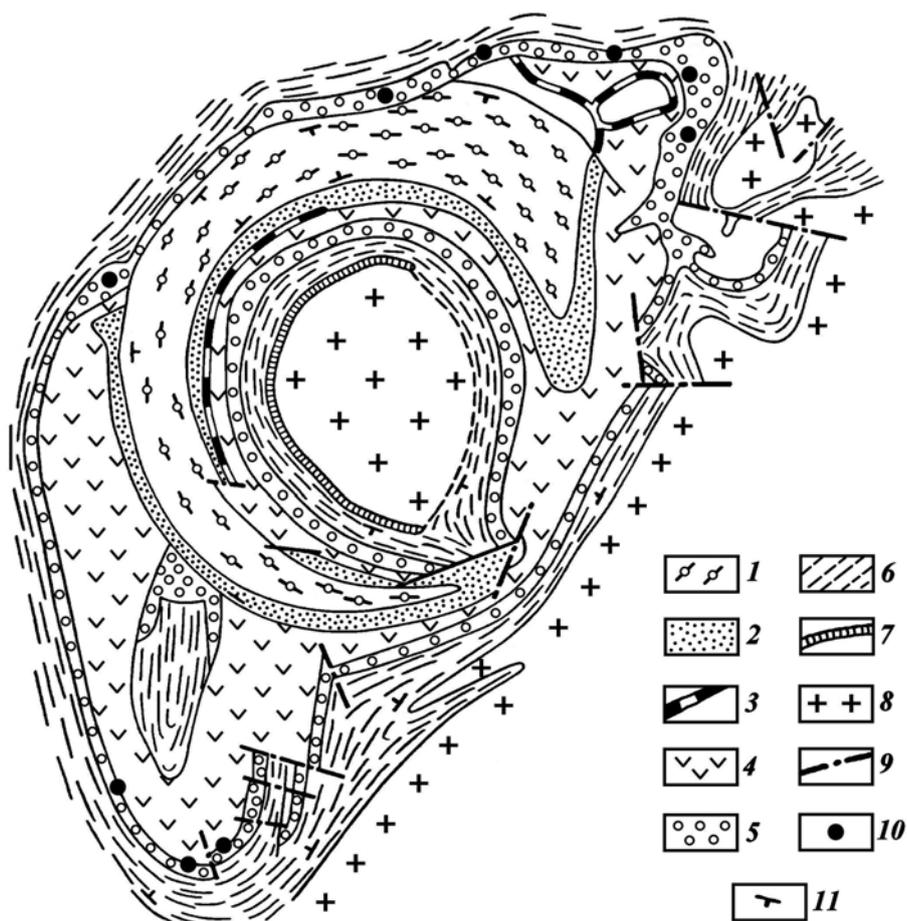


Рис. 5.24. Геологическая схема рудного района Витватерсранд (отложения Карро сняты): 1–3 – система Трансвааль: 1 – серия Претория, осадочные породы, лавы течения; 2 – серия доломитовая, доломитовые известняки и роговики; 3 – серия Блек, кварциты, сланцы и конгломераты в основании; 4 – система Вентерсдорп, лавы с прослоями кварцитов и конгломератов; 5–7 – система Витватерсранд: 5 – верхний отдел, преимущественно кварциты и конгломераты, линзы сланцев; 6 – нижний отдел, песчаники, кварциты, конгломераты; 7 – лавы и базальные отложения, включая конгломераты; 8 – формация Бейсмент, граниты и кристаллические сланцы; 9 – разломы; 10 – месторождения; 11 – элементы залегания

Из руд этого самого крупного в Мире месторождения золота было извлечено более 35 000 т золота, 1500 т серебра, 1500 т платиноидов, 100 тыс. т урана. Рудные тела вскрыты горными выработками до глубины 3600 м и скважинами до 4600 м [3].

5.2.2. Группа метаморфических полезных ископаемых

Рудная формация графитовая

Сухоярское месторождение графита находится на юге Воронежской области, в пределах юго-восточной части Воронежского кристаллического массива (ВКМ).

Сухоярское месторождение расположено в синклинальной структуре размером 10x15 км, сложенной гнейсово-мигматитовыми образованиями воронцовской серии раннего протерозоя. Разведанный участок находится в ядре синклинальной складки более высокого порядка, имеющей СВ простирание, протяженность 3–4 км и размах крыльев 2–2,5 км. Выходы графитоносных пород на поверхности докембрия наблюдаются в крыльях этой складки.

В северо-западном крыле шириной 300–500 м породы падают под углом $60-70^{\circ}$, в южном (шириной 300–700 м) – под углом $25-40^{\circ}$ и осложнены более мелкими складками. Средняя мощность вскрыши 134 м.

Графитовые гнейсы образуют 3 самостоятельных пласта мощностью до 20–30 м в юго-восточном крыле и до 650 м – в северо-западном. Мощность кондиционных рудных тел – 20–80 м, среднее содержание графита 4,7 %. Возраст графитовых гнейсов – ранний протерозой.

Средний минералогический состав продуктивных горизонтов: плагиоклаз (30–40 %), кварц (20–30 %), биотит (7–10 %), мусковит (2–10 %), графит (2–7 %), пирит, пирротин (5–7 %). Количество графита в породах 2–10 % (иногда до 20–40 %) объема. Графит явно кристаллический, чешуйчатый, размер чешуй от 0,01–0,4 до 1 мм. Характерна тесная ассоциация графита с сульфидами.

По запасам Сухоярское месторождение крупное. Запасы по C_2 , подсчитанные до горизонта – 100 м, при бортовом содержании 2–3 % составляют более 11 млн т. Ресурсы по P_1 до горизонта – 150 м – более 6 млн т.

5.3. СЕРИЯ ЭКЗОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

4.3.1. Группа осадочных месторождений

Формация самородной серы

Водинское месторождение расположено в Поволжье, Куйбышевской (Самарской) области.

Выпадение и накопление серы имело место в бассейнах лагунно-морского типа, одновременно с отложением вмещающих ее толщ сульфатно-карбонатного состава. Накопление серы происходит при активной жизнедеятельности сульфат-редуцирующих бактерий. Месторождениям этого типа свойственны пластовая, пластообразная и линзовидная формы залежей с приуроченностью к одному и тому же стратиграфическому горизонту. По площади отдельные залежи достигают 10–20 км². Мощность их определяется метрами и первыми десятками метров. Сера концентрируется в карбонатных осадках, поэтому развиты кальцитовые, доломитовые, мергелистые серные руды. Тонкодисперсная сера равномерно пропитывает руды, но некоторая часть образует корки, прожилки, округлые и неправильные по форме включения в руде. Общее содержание серы в рудах 15–25 % и более.

Экзогенные месторождения самородной серы, типа Водинского, содержат около 90 % всех разведанных запасов и дают примерно 95 % всей добываемой в мире самородной серы.

Рудная формация магнезитовая

Саткинская группа месторождений расположена на западном склоне Южного Урала, вблизи г. Сатка.

Месторождения приурочены к Саткинской свите известково-доломитовых пород верхнего протерозоя, имеющей мощность 300–500 м. В состав свиты входят мергели, известняки, доломиты, глинистые сланцы, прослой мергелистых доломитов и мергелистых сланцев. В верхней части свиты заключены залежи магнезита (рис. 5.25). Наиболее крупной является пластообразная залежь горы Карагай, вытянутая в северо-восточном направлении и падающая согласно с вмещающими их доломитами на юго-восток под углами 20–30°. Доломиты и магнезиты прорваны секущими дайками диабазов мощностью до 10 м.

Магнезиты обладают белым, серым или голубовато-серым цветом и характеризуются мелко-, средне- и крупно-зернистыми структурами, грубо- и тонко-полосчатыми,

радиально-лучистыми и звездчатыми текстурами. В состав руды, наряду с магнезитом, входят вторичный доломит (белый), кальцит, арагонит, кварц, опал, пирит и «углисто-глинистое вещество»; последнее состоит из хлорита, тонко рассеянного графита и примеси кварца, серицита, талька, пирита.

Саткинские магнезиты отличаются высоким содержанием оксида магния (до 46,6 %), постоянством состава и небольшим количеством вредных примесей. В продуктах обжига магнезита содержание магнезии достигает 97 %. Запасы составляют более 5,6 млн т.

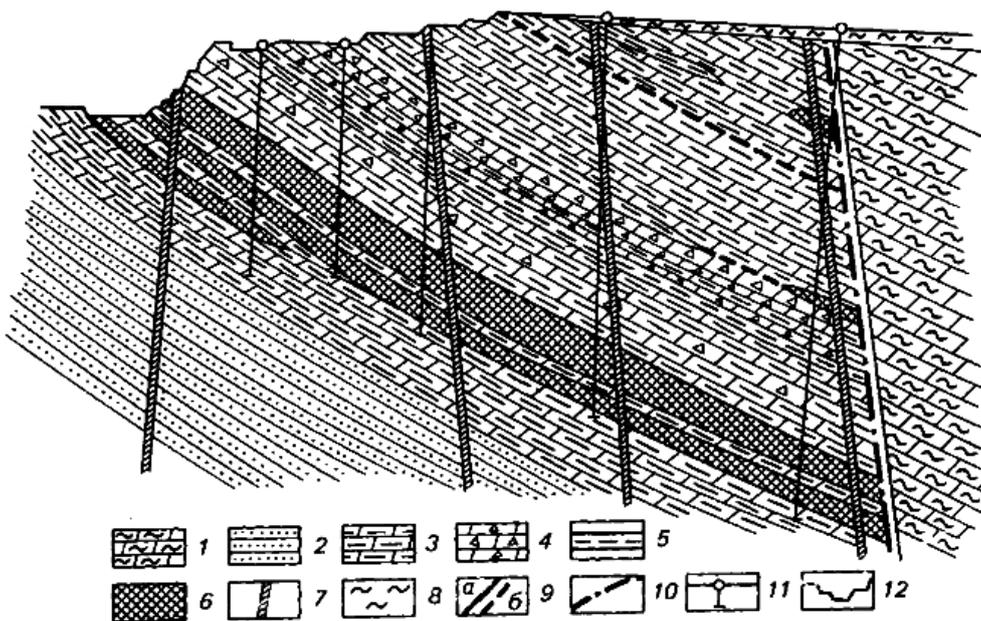
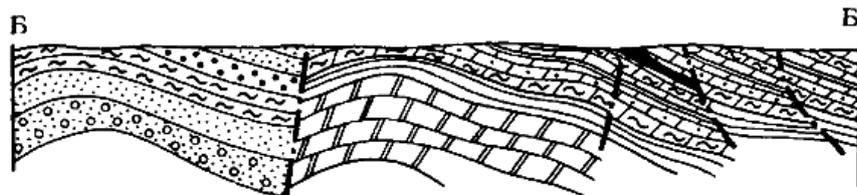
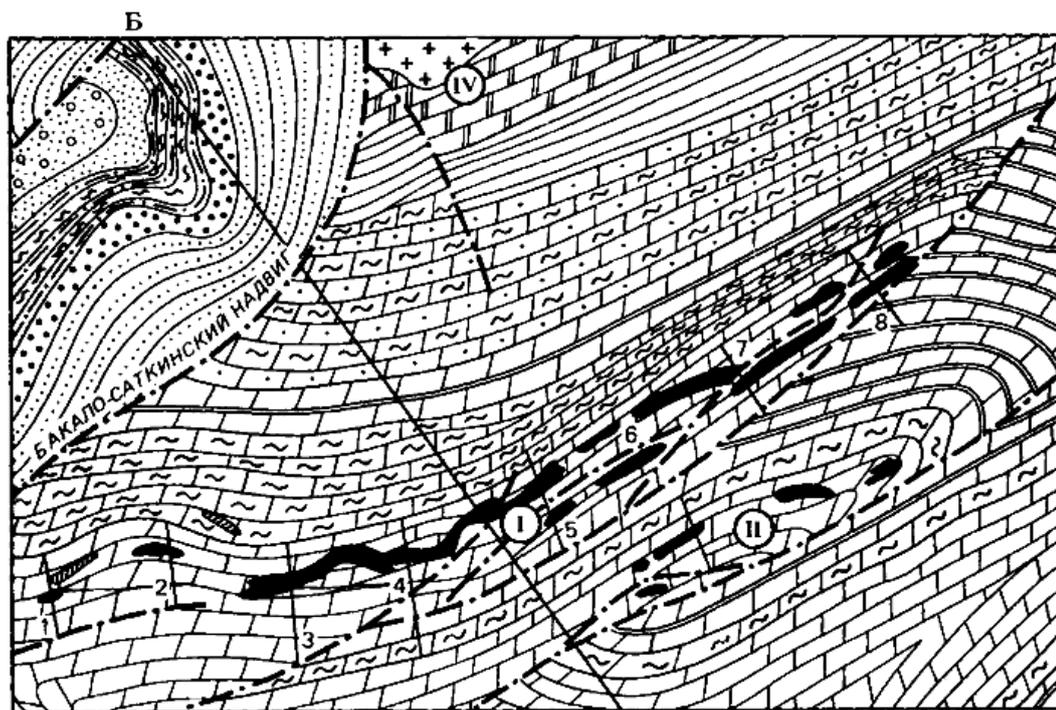


Рис. 5.25. Вверху: геологическая карта и разрез Б-Б\ Саткинского рудного поля (по материалам Бакальской ГРП): 1 – алевролиты, песчаники, глинистые сланцы; 2 – кварцитовидные песчаники; 3 – кварц-хлорит-серицитовые сланцы; 4 – алевролиты, песчаники; 5 – аркозовые песчаники; 6 – кварц-хлорит-серицитовые сланцы (бакальская свита); 7 – известняки (верхнесаткинская подсвита); 8 – доломиты (карагайский горизонт); 9 – доломиты, мергели, глинистые сланцы (верхнесаткинская подсвита); 10 – доломиты нормальные, глинистые, песчаные, глинистые сланцы (нижнесаткинская подсвита); 11 – доломиты глинистые, мергели, глинистые сланцы (нижнесаткинская подсвита); 12 – глинистые сланцы; 13 – доломиты, доломитовые известняки, карбонатно-глинистые сланцы; 14 – граниты-рапакиви; 15 – дайки габбро-диабазов; 16 – разрывные нарушения; 17 – магнетитовые залежи; 18 – линия геологического разреза. Месторождения магнетита: I – Саткинское, II – Никольское, III – Березовское (за восточной рамкой карты), IV – Ельничное. Участки Саткинского месторождения (цифры на карте): 1 – Кургинский, 2 – Северо-Карагайский, 3 – Карагайский, 4 – Гологорский, 5 – Мельничный, 6 – Паленихинский, 7 – Волчьегорский, 8 – Степной. Внизу: геологический разрез Саткинского месторождения магнетита (Карагайский участок) (по Л.В. Анфимову, Б.Д. Бусыгину, Л.Е. Деминой). 1 – глинистые сланцы (верхнесаткинская подсвита); 2 – глинистые и песчаные доломиты; 3 – доломиты слоистые (карагайский горизонт); 4 – доломиты брекчиевидные (карагайский горизонт); 5 – глинистые сланцы (карагайский горизонт); 6 – магнетиты; 7 – дайки габбро-диабазов; 8 – делювиальные глины с щебнем; 9 – стратиграфические (а) и литологические (б) контакты; 10 – разломы; 11 – скважины; 12 – контуры карьера

Рудная формация фосфоритовая

Егорьевское месторождение биохимически-осадочных фосфоритов расположено в одноименном районе Московской области в 90 км к юго-востоку от Москвы. Площадь его – около 1000 км². Месторождение приурочено к Егорьевской структурной зоне на западном склоне Тульско-Шатурского выступа кристаллического фундамента. Здесь на сильно эродированной поверхности отложений карбона залегают келловейские и оксфордские глины. Выше с размывом лежат Волжские фосфоритоносные отложения. Еще выше с размывом залегают валанжинские пески (мощность до 20 м), а на них готеривбарремские песчаные глины (мощность 5–15 м). Промышленная фосфоритоносность связана как с ниже-средневожскими отложениями верхней юры (нижний пласт), так и с верхневожскими и рязанскими (верхний пласт), т.е. верхнеюрскими – нижнемеловыми. Между пластами находятся песчано-глинистые отложения. В южной части месторождения мощность их 1,5–2 м, в северной она возрастает до 5–7 м. Вскрышные породы – пески и глины – имеют мощность от 2 до 30 м, средняя мощность вскрыши по разным участкам 3,8–16,4 м.

Месторождение фосфоритов имеет важное промышленное значение. Выход промышленного концентрата 24–69 % для нижнего пласта (в среднем 55 %); 23–59 % – для верхнего пласта (в среднем 40 %). В межпластовых песках содержание P_2O_5 составляет 4–7 % , промышленного значения не имеет.

Формация магниево-калийных солей

Соликамское хемогенно-осадочное месторождение расположено на западном склоне Урала. Соликамский бассейн приурочен к одноименной впадине Предуралья Краевого прогиба. Площадь соляного бассейна около 6,5 тыс. км², она вытянута в меридиональном направлении на 200 км при ширине до 50 км. Площадь развития только калий-магниевых солей около 3,5 тыс. км². Длина площади около 100 км, ширина до 40 км. Соленосны в бассейне отложения кунгурского яруса нижней перми. Эти отложения залегают на породах артинского яруса также нижнепермского возраста (известняки, доломиты, мергели и аргеллиты).

Соляная толща включает пачки подстилающей каменной соли, сильвинитовую, сильвинит-карналлитовую и покровной каменной соли. Подстилающая пачка каменной соли представлена чередующимися слоями каменной соли, прослоями мергелей, карбонатных глин и глинисто-ангидритовых пород. В разрезе резко преобладает каменная соль. Мощность подстилающей пачки достигает 400 м. Выше залегают пачка красного сильвинита. Мощность отдельных пластов сильвинита 0,5–10 м, каменной соли – 2–4,5 м, а мощность всей пачки в среднем 21 м. Суммарная мощность калийных пластов 45–50 м.

Пачка покровной каменной соли сложена галитом и глинистыми прослоями мощностью до 1 см; мощность покровной пачки в среднем 18–20 м. Важнейшие рудные минералы: галит, сильвин, карналлит и другие.

Соляные отложения бассейна формируют ряд брахискладок с относительно пологими крыльями (5–15°), реже – более. Мелкие нарушения связаны с явлениями пластического течения и выжимания солей. В пустотах в калийно-магниевых солях имеются газы – азот, метан и др. углеводороды и углекислота, находящиеся под большим давлением.

Генезис месторождения – осадочный аридный. Большую роль играли вторичные процессы частичного замещения осадочных карналлитовых пластов сильвинитовыми, а последних – галитовыми. Линейные зоны замещения связываются с зонами повышенной трещиноватости.

Рудная формация бокситовая (осадочный платформенный генетический тип)

Тихвинская группа месторождений расположена на территории Ленинградской области, в пределах северо-западного крыла Московской синеклизы.

Бокситоносная зона вытянута в субмеридиональном направлении на 260 км. В пределах зоны расположено более 30 месторождений. Дорудный фундамент месторождений сложен песчаниками, слюдистыми сланцами с линзами песков и пестроцветных песчаников среднего девона. Бокситоносные осадки несогласно залегают на пестроцветных глинах девона и приурочены к средней части тульского горизонта нижнего карбона. Перекрывается бокситоносная толща пестроцветными глинами с линзами песков и другими ледниковыми отложениями или песчано-растительным слоем.

Промышленные залежи бокситов приурочены к овражно-балочным долинам и депрессиям в дорудном рельефе. Они имеют узкую вытянутую форму с плоской слабо-вогнутой или неровной поверхностью кровли и выпуклой вниз подошвой (рис. 5.26). Глубина залегания бокситов обычно не более 40 м (до 100–150 м).

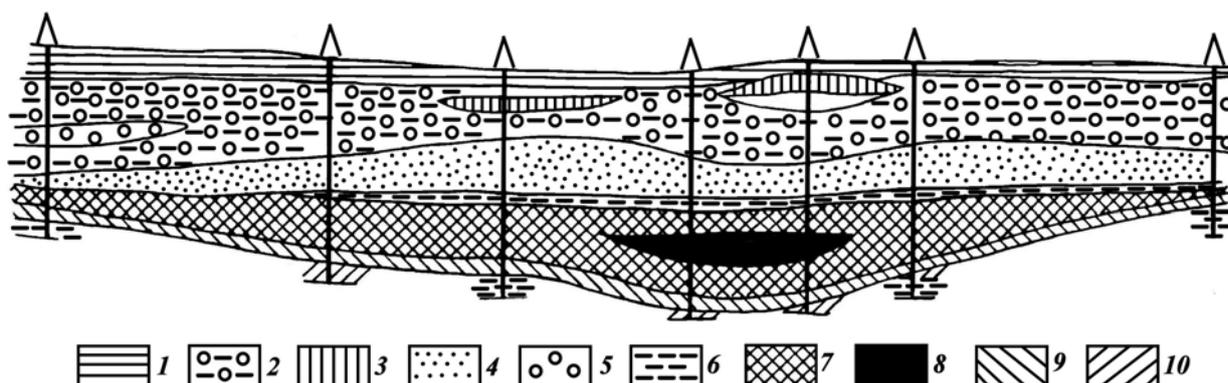


Рис. 5.26. Геологический поперечный разрез Старинского месторождения Тихвинского бокситорудного района: 1 – суглинки; 2 – глина валунная; 3 – глина ленточная; 4 – пески мелкозернистые; 5 – галечники; 6 – глина пластичная; 7 – бокситовые породы – аллиты; 8 – бокситы; 9 – глина пестроцветная подбокситовая; 10 – глина сухаристая

Бокситы характеризуются красновато-коричневой окраской, слабой сортировкой обломочного материала, большим количеством растительных остатков и вторичного кальцита. По текстурным признакам среди них различают: обломочные, оолито-бобовые и тонко-дисперсные (пелитовые). По минеральному составу бокситы относятся к гибсит-бемит-каолининовому типу. Они содержат 36–39 % оксида глинозема. Запасы бокситов Тихвинской группы месторождений оценены в 148 млн т.

Рудная формация бокситовая

Месторождение «Красная Шапочка» расположено в пределах Северо-Уральского бокситоносного района. Бокситы Северо-Уральского района приурочены к плоской меридионально вытянутой депрессии, сложены известняками и сланцами среднего силура – девона. Бокситы залегают на размытой, закарстованной поверхности известняков нижнего девона. Кровля бокситов ровная, представлена битуминозными известняками и мергелями.

Залежи бокситов пластообразной формы (рис. 5.27) с падением на восток под углами 25–45°. Рудный горизонт подразделяется на два подгоризонта: нижний – красные, маркие, немаркие и яшмовидные бокситы, верхний – пестроцветные пиритизированные бокситы.

Красные бокситы характеризуются высоким качеством, содержат 53–55 % оксида алюминия. Разведанные запасы составляют 185 млн т.

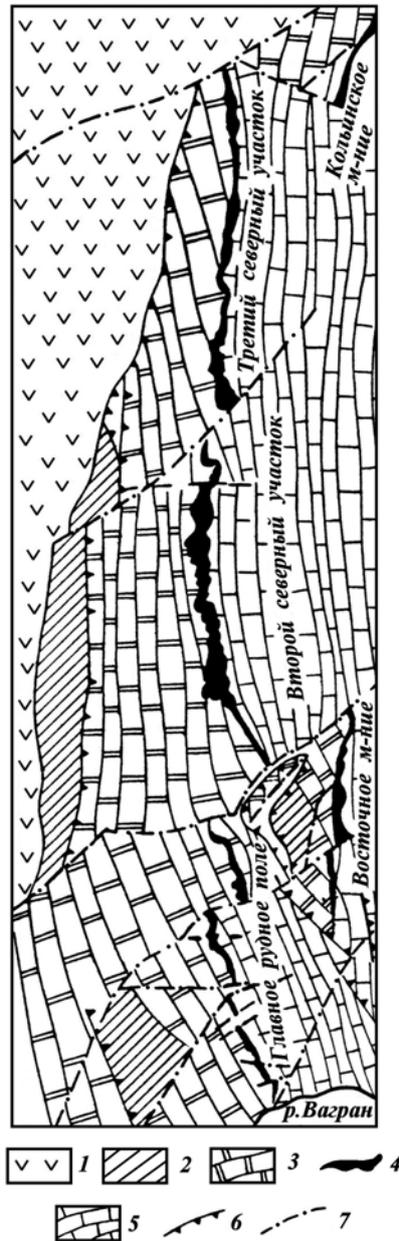


Рис. 5.27. Схема геологического строения месторождения бокситов Красная Шапочка по А.В. Пейве: 1 – вулканические породы сосвинской свиты; 2 – слоистые известняки сарайной свиты; 3 – массивные известняки Петропавловской свиты; 4 – бокситы; 5 – известняки вагранской свиты; 6 – надвиги; 7 – сбросы

Красные маркированные бокситы заполняют карстовые полости в известняках, а немаркированные и яшмовидные тяготеют к склонам депрессий. Пестроцветные встречаются повсеместно. Мощность красных бокситов от нескольких см до 20 м, редко более. Мощность пестроцветных бокситов в среднем 0,5–0,7 м (достигает 3 м). Красные бокситы относятся к диаспоровым, яшмовидные и пестроцветные – к диаспор-бемитовым. Текстура бокситов слоистая и бобовая.

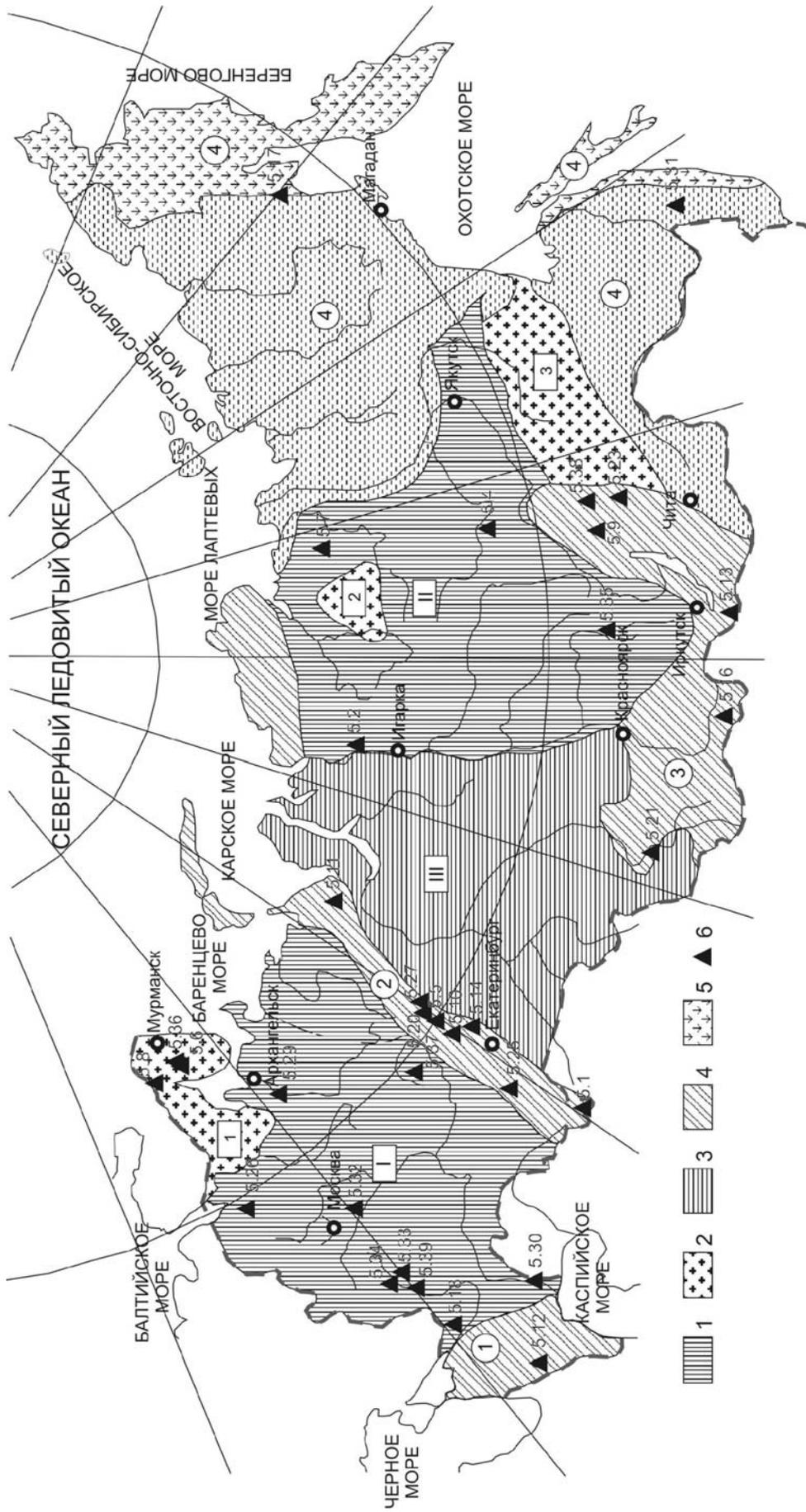


Рис. 5.28. Схема размещения месторождений полезных ископаемых

Условные обозначения к рисунку 5.28: 1 – древние платформы (I – Восточно-Европейская платформа II – Восточно-Сибирская платформа); 2 – щиты (1 – Балтийский щит, 2 – Анабарский щит, 3 – Алданский щит); 3 – молодые платформы (III – Западно-Сибирская платформа); 4 – складчатые системы, складчатые области и складчатые сооружения (1 – складчатое сооружение Кавказ, 2 – Уральская складчатая область, 3 – Алтае-Саянская складчатая область, 4 – Верхоянско-Чукотская складчатая система, 5 – Охотско-Чукотский вулканический пояс); 6 – месторождения.

1–27 – номера месторождений на карте (соответствуют номерам рисунков в главе 5); 1 – Кимперсайская группа; 2 – Талнах; 4 – Трубка «Мир»; 5 – Кусинское; 6 – Хибинское; 7 – Томтор; 8 – Ковдорское; 9 – Мамский слюдоносный район; 10 – Гора Магнитная; 11 – Фроловская; 12 – Тырныауз; 13 – Холтосонское; 14 – Березовское; 16 – Хоуваксы; 17 – Карамкенское; 18 – Никитовка; 19 – Хайдаракан; 20 – Гайское; 22 – Риддер-Сокольное; 23 – Удоканское; 25 – Саткинская группа; 26 – Тихвинская; 27 – Красная Шапочка; 29 – Архангельская алмазоносная провинция; 30 – Водинское; 31 – Дальнегорское; 32 – Егорьевское; 33 – Еланское; 34 – Лебединское; 35 – Коршуновское; 36 – Ловозерское; 37 – Соликамское; 38 – Сухой лог; 39 – Сухоярское

РЕКОМЕНДУЕМАЯ ЛИТЕРАТУРА

Основная

1. Старостин В.И. Геология полезных ископаемых : учебник / В.И. Старостин, В.И. Смирнов, П.А. Игнатов. – М. : Изд-во МГУ, 1997. – 304 с.
2. Лабораторный практикум по геологии полезных ископаемых : учебн. пос. для вузов / В.М. Григорьев и др. – М. : Недра, 1992. – 172 с.
3. Месторождения металлических полезных ископаемых / В.В. Авдонин [и др.]. – М. : Геоинформмарк, 1998 – 272 с.

Дополнительная

4. Атлас структур и текстур руд. – М. : Госгеолтехиздат, 1954. – 267 с.
5. Буряк В.А. Метаморфизм и рудообразование. – М. : Наука, 1982. – 256 с.
6. Быков И.Н. Геология месторождений полезных ископаемых : учебн. пособие к лабораторным занятиям по специальности 011100 – геология / И.Н. Быков, И.К. Коваль. – Воронеж, 2003. – 84 с.
7. Вахромеев С.А. Месторождения полезных ископаемых, их классификация и условия образования / С.А. Вахромеев. – М. : Недра, 1979. – 288 с.
8. Исаенко М.П. Определитель текстур и структур руд / П.М. Исаенко. – М. : Недра, 1975. – 229 с.
9. Классификация запасов месторождений и прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых. – М., 1997. – 16 с.
10. Недра России. Том 1. Полезные ископаемые. – С-Пб–М., 2001. – 547 с.
11. Овчинников Л.Н. Образование рудных месторождений / Л.Н. Овчинников. – М. : Недра, 1988. – 253 с.
12. Основы металлогенического анализа при геологическом картировании // Металлогения геодинамических обстановок. – М., 1995. – 468 с.
13. Пожиленко В. И. Геология рудных районов Мурманской области / В.И. Пожиленко, Б.В. Гавриленко, Д.В. Жиров, С.В. Жабин. – Апатиты : Изд-во Кольского научного центра РАН, 2002. – 359 с.
14. Промышленные типы месторождений неметаллических полезных ископаемых / А.Е. Карякин [и др.]. – М. : Недра, 1985. – 286 с.
15. Романович И.Ф. Месторождения неметаллических полезных ископаемых / И.Ф. Романович. – М. : Недра, 1986. – 366 с.
16. Рудные месторождения СССР : в 3 т. – М. : Недра, 1978. – Т.1. – 412 с.
17. Рудные месторождения СССР : в 3 т. – М. : Недра, 1978. – Т.2. – 399 с.
18. Рудные месторождения СССР : в 3 т. – М. : Недра, 1978. – Т.3. – 456 с.
19. Сняжков В.И. Модели метаморфогенного образования: учебное пособие. – Новосибирск: Изд-во Новосибирского госуниверситета, 1983. – 70 с.
20. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых / В.И. Смирнов. – М. : Недра, 1982. – 669 с.
21. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых : учебник для вузов / В.И. Смирнов. – М. : Недра, 1988. – 326 с.
22. Смирнов С.С. Зона окисления сульфидных месторождений. – М. : АН СССР, 1951. – 336 с.
23. Формы геологических тел (терминологический справочник). – М. : Недра, 1977. – 213 с.
24. Фролов А.А. Карбонатитовые месторождения России / А.А. Фролов, А.В. Толстов, С.В. Белов. – М. : НИИ-Природа, 2003. – 494 с.
25. Яковлев Г.Ф. Геологические структуры рудных полей и месторождений. – М. : Изд-во МГУ, 1982. – 271 с.
26. Яковлев П.Д. Промышленные типы рудных месторождений : лаб. практикум / П.Д. Яковлев. – М. : Недра, 1990. – 172 с.

УКАЗАТЕЛЬ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Архангельская алмазоносная провинция (с. 83)
Березовское (с. 100, рис. 5.14, 5.15)
Витватерсранд (с. 114, рис. 5.24)
Водинское (с. 117)
Гайское (с. 109, рис. 5.20)
Гора Магнитная (с. 93, рис. 5.10)
Дальнегорское (с. 98)
Егорьевское (с. 120)
Еланское (с. 81)
Желтоводское (с. 98)
Карамкенское (с. 105, рис. 5.17)
Кимперсайская группа (с. 76, рис. 5.1)
Ковдорское (с. 91, рис. 5.8)
Коршуновское (с. 94)
Красная Шапочка (с. 123, рис. 5.27)
Кусинское (с. 84, рис. 5.5)
Ловозерское (с. 87)
Мамский слюдоносный район (с. 92, рис. 5.9)
Никитовка (с. 107, рис. 5.18)
Риддер-Сокольное (с. 111, рис. 5.22)
Саткинская группа (с. 117, рис. 5.25)
Соликамское (с. 121)
Сухой Лог (с. 112)
Сухоярское (с. 116)
Талнах (с. 79, рис. 5.2, 5.3)
Тихвинская группа (с. 122, рис. 5.26)
Томтор (с. 88, рис. 5.7)
Трубка «Мир» (с. 82, рис. 5.4)
Тырныауз (с. 96, рис. 5.12)
Удоканское (с. 113, рис. 5.23)
Фроловское (с. 95, рис. 5.11)
Хайдаракан (с. 108, рис. 5.19)
Хибинское (с. 86, рис. 5.6)
Холтосонское (с. 99, рис. 5.13)
Хоуваксы (с. 102, рис. 5.16)

Учебное издание

**ГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ**

Учебно-методическое пособие для вузов

Составители:

Лебедев Иван Петрович,
Кориш Екатерина Хрисафовна,
Савко Константин Аркадьевич,
Холин Владимир Михайлович

Подписано в печать 27.10.2009. Формат 60×84/16. Усл. печ. л. 7,4.
Тираж 75 экз. Заказ 1392.

Издательско-полиграфический центр
Воронежского государственного университета.
394000, г. Воронеж, пл. им. Ленина, 10. Тел. 208-298, 598-026 (факс)
<http://www.ppc.vsu.ru>; e-mail: pp_center@ppc.vsu.ru

Отпечатано в типографии Издательско-полиграфического центра
Воронежского государственного университета.
394000, г. Воронеж, ул. Пушкинская, 3. Тел. 204-133