

МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ  
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ  
Федеральное государственное бюджетное образовательное  
учреждение высшего образования  
«ПЕРМСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ  
НАЦИОНАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»

*Посвящается памяти  
заведующего кафедрой  
минералогии и петрографии  
кавалера ордена Александра Невского  
Неона Петровича Старкова*

Р. Г. Ибламинов

# ГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

*Допущено методическим советом  
Пермского государственного национального  
исследовательского университета в качестве  
учебного пособия для студентов, обучающихся  
по направлению подготовки бакалавров  
«Геология»*



Пермь 2019

УДК 553.2  
ББК 26.325  
И14

**Ибламинов Р. Г.**

И14 Геология месторождений полезных ископаемых: учеб. пособие / Р. Г. Ибламинов; Перм. гос. нац. исслед. ун-т. – Пермь, 2019. – 232 с.; ил.

ISBN 978-5-7944-3408-8

Изложены основы общепрофессиональной дисциплины «Геология месторождений полезных ископаемых». Использована разработанная автором универсальная генетическая классификация месторождений, опирающаяся на базовые положения петрографии и литологии. Рассмотрены основные понятия дисциплины, геологические и генетические условия образования месторождений полезных ископаемых эндогенной, экзогенной и метаморфогенной серий, их связь с геологическими формациями горных пород и структурами. Приведены типовые модели месторождений генетических групп и классов. Охарактеризованы вопросы преобразования месторождений в коре выветривания, геологические структуры месторождений и рудных полей.

Пособие предназначено для студентов бакалавриата, обучающихся по направлению подготовки «Геология», и студентов специалитета университетских геологических специальностей.

Может быть использовано профессионалами-геологами, географами и экономистами, занимающимися проблемами полезных ископаемых, рационального недропользования, рынками минерального сырья.

УДК 553.2  
ББК 26.325

*Печатается по решению ученого совета геологического факультета  
Пермского государственного национального исследовательского университета*

*Рецензенты:* кафедра геологии нефти и газа ПНИПУ (зав. кафедрой, д-р геол.-мин. наук, профессор **В. И. Галкин**);

доцент кафедры разработки месторождений полезных ископаемых ПНИПУ, канд. геол.-мин. наук **Ю. И. Степанов**

ISBN 978-5-7944-3408-8

© Ибламинов Р.Г., 2019  
© ПГНИУ, 2019

На обложке: Верхнекамское месторождение солей, на стенке горной выработки видна осложнённая мелкой складчатостью слоистая текстура сильвинитовой зоны, обусловленная чередованием красных сильвинитов и каменной соли. Студентка 4 курса К.С. Палкина на практике в шахте БКРУ-2

# ПРЕДИСЛОВИЕ

Дисциплина «Геология месторождений полезных ископаемых» входит в федеральный компонент перечня общепрофессиональных дисциплин учебных планов направления «Геология», а также университетских геологических специальностей.

Имеющиеся учебные пособия по дисциплине устарели или были изданы малыми тиражами. Современные сведения о месторождениях полезных ископаемых, взгляды на их формирование изложены в статьях, опубликованных в различных журналах и сборниках, часто недоступных для широкой массы читателей.

Настоящее пособие представляет собой результат непосредственного исследования месторождений полезных ископаемых России (Урала, Предуралья, Кольского п-ова), Казахстана, Азербайджана, Грузии, Туркменистана, а также осмысления содержания современных источников информации о геологии и условиях образования месторождений в процессе чтения лекций по дисциплине на геологическом факультете Пермского государственного национального исследовательского университета в течение 1968 – 2019 гг. для студентов, обучающихся по геологическим специальностям, а также в бакалавриате направления «Геология».

В пособии материал изложен на основе разработанной автором универсальной генетической классификации месторождений, которая увязана с современными взглядами на образование магматических, осадочных и метаморфических горных пород, представленными, в частности, в Петрографическом кодексе России (2009). В нём использованы достижения российской геологической школы в области науки о полезных ископаемых, работы А.Г. Бетехтина, И.Г. Магакьяна, П.М. Татарина, В.И. Смирнова, В.И. Старостина, а также зарубежных учёных: А. Бэтмана, А. Митчелла, М. Гарсона, Ф. Соукинса и др.

В первой, вводной, части пособия излагаются общие вопросы и базовые понятия геологии полезных ископаемых. Показаны место науки в экономической деятельности людей, её связь со сферой производства.

Вторая часть пособия дает необходимый объем знаний по геологическим и физико-химическим условиям образования месторождений эндогенной серии, третья – экзогенной, четвёртая – метаморфогенной. Серии включают описание генетических групп разнообразных видов полезных ископаемых: металлических, неметаллических, горючих и гидроминеральных. Рассмотрены следующие аспекты, касающиеся каждой группы: 1) региональное геологическое положение, связь с тектоникой территорий, геологическими формациями горных пород, 2) морфология и характер залегания тел полезных ископаемых и состав вмещающих горных пород, 3) минеральный и химический состав залежей полезных ископаемых, 4) геологические модели типовых месторождений, 5) физико-химические условия образования и концепции генезиса месторождений, 6) важнейшие генетические типы месторождений полезных ископаемых. Завершается пособие пятой частью, в которой характеризуются общие вопросы: 1) выветривание месторождений, 2) геологические структуры и структуры рудных полей месторождений.

В 2019 г. исполнилось 100 лет со дня рождения заведующего кафедрой минералогии и петрографии (в 1960–1975 гг.) Н.П. Старкова – учёного-петрографа, ветерана ВОВ, прошедшего от Малой Земли (плацдарм в районе г. Новороссийска) до Берлина.

Автор признателен за поддержку издания коллегам, профессору кафедры минералогии и петрографии, на которой выполнена работа, заслуженному деятелю науки и техники РФ, профессору, доктору геолого-минералогических наук Б.М. Осовецкому, декану геологического факультета, профессору, доктору геолого-минералогических наук В.Н. Катаеву.

С благодарностью примет замечания по учебному пособию, которые просит направлять по адресу: 614990, г. Пермь, ул. Букирева, 15. Пермский госуниверситет, геологический факультет, кафедра минералогии и петрографии Ибламинову Рустему Гильбрахмановичу.

E-mail: riaminov@psu.ru.

# ЧАСТЬ I

## ВВЕДЕНИЕ

### В ГЕОЛОГИЮ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

#### Глава I

### ПРЕДМЕТ И ЗНАЧЕНИЕ ДИСЦИПЛИНЫ

#### 1.1. Предмет дисциплины

*Геология месторождений полезных ископаемых* – геологическая наука, изучающая скопления веществ земной коры, пригодные для использования в экономической деятельности людей.

Англоязычные наименования дисциплины «Economic Geology» и «Mining Geology» подчеркивают ее связь с экономикой (economic) и горной промышленностью (mining).

*Объект* исследования науки о полезных ископаемых, как и большинства наук геологического цикла, – земная кора. Она исследует земную кору и её связь с окружающими геосферами для выяснения их роли в формировании вещества и строения коры, благоприятных для размещения месторождений полезных ископаемых.

*Предмет* изучения более узок – это участки земной коры, содержащие полезные ископаемые.

Предмет и объект науки тесно взаимосвязаны. Объект выступает фоном, на котором исследуется предмет.

#### 1.2. Значение дисциплины

Значение дисциплины «Геология месторождений полезных ископаемых» можно охарактеризовать в следующей последовательности.

1. Дисциплина относится к числу фундаментальных, поскольку в ней рассматриваются теоретические проблемы возникновения и размещения месторождений во всех известных на Земле геологических обстановках.

Изучаются месторождения всех видов полезных ископаемых: металлических, неметаллических, горючих, гидро- и газоминеральных, генезис которых осуществляется при разнообразных физико-химических условиях.

В процессе изучения дисциплины проблемы геологии полезных ископаемых анализируются на основе всей совокупности современных геологических знаний, включающих минералогию, петрографию, литологию, геохимию, геотектонику, региональную геологию, геофизику и др. В свою очередь, эта совокупность знаний базируется на достижениях базовых естественных наук: физики, химии, биологии, математики.

2. Усвоение дисциплины позволит студентам получить представление об общих особенностях состава и строения месторождений, т.е. узнать «анатомию» природных геологических объектов. В результате закладывается теоретический базис прикладной геологии, связанной с прогнозированием, поисками, разведкой и освоением минеральных ресурсов.

3. Всесторонний анализ проблем, связанных с полезными ископаемыми, помогает формированию цельного естественно-научного мировоззрения, творческого мышления.



4. Осведомленность в вопросах размещения месторождений полезных ископаемых на земном шаре, а следовательно, в конъюнктуре мирового рынка минерального сырья, способов его использования является основой знаний об экономике, маркетинге и менеджменте минерального сырья, вырабатывает геолого-экономическое мышление (добытое полезное ископаемое становится товаром горного производства) (Ибламинов, 2004).

5. Важен политический аспект размещения источников минерального сырья на территориях различных государств мира. В процессе изучения этого вопроса развивается геополитическое мышление.

6. Необходимо обратить внимание на гуманитарный аспект изучения дисциплины, связанный с использованием полезных ископаемых в прошлом и настоящем, влиянием минерального сырья на историю человеческой цивилизации. Накапливаются естественно-исторические знания.

Во всяком случае, любой грамотный человек, а тем более человек с геологическим образованием, должен знать, что такое полезное ископаемое, как оно образуется, откуда добывается и как используется.

### 1.3. Порядок изучения

Согласно учебному плану студенты изучают данную дисциплину на лекционных, лабораторных занятиях и дополняют их самостоятельной подготовкой. На лекциях рассматриваются узловые теоретические вопросы геологии месторождений полезных ископаемых. На лабораторных занятиях обучающиеся знакомятся с типовыми месторождениями полезных ископаемых, с их строением, составом, коллекциями горных пород и полезных ископаемых. По окончании семестра они сдают экзамен, для получения которого требуется знание теоретических основ лекционного курса и фактического материала лабораторных занятий.

План изучения дисциплины

Введение

Раздел 1. Общие понятия.

Раздел 2. Месторождения эндогенной серии.

Раздел 3. Месторождения экзогенной серии.

Раздел 4. Месторождения метаморфогенной серии.

Раздел 5. Выветривание месторождений.

Раздел 6. Геологические структуры месторождений

Заключение

### 1.4. Основная литература

Наряду с настоящим пособием основным остается учебник В.И. Смирнова «Геология полезных ископаемых» (М.: Недра, 1989. 326 с.). Обновленный вариант названного учебника составлен В.И. Старостиным и П.А. Игнатовым (М.: Академический Проект, 2004. 512 с.).

Для желающих более подробно ознакомиться с курсом можно порекомендовать одноименную монографию В.И. Смирнова (М.: Недра, 1982. 669 с.), а в качестве дополнительного источника – учебное пособие Р.Г. Ибламинова «Минерогения (основы минерогейнединамике)» (Пермь, 2015. С. 157–257).

Для подготовки к лабораторным занятиям, на которых требуется дать подробную характеристику отдельных месторождений целесообразно использовать учебник «Курс месторождений твёрдых полезных ископаемых» под ред. П.М. Татарина (Л.: Недра, 1975. 631 с.)

Подробный список литературы приведен в конце пособия.

## Глава 2

# ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ И МЕСТОРОЖДЕНИЯ

## 2.1. Природная среда и природные ресурсы

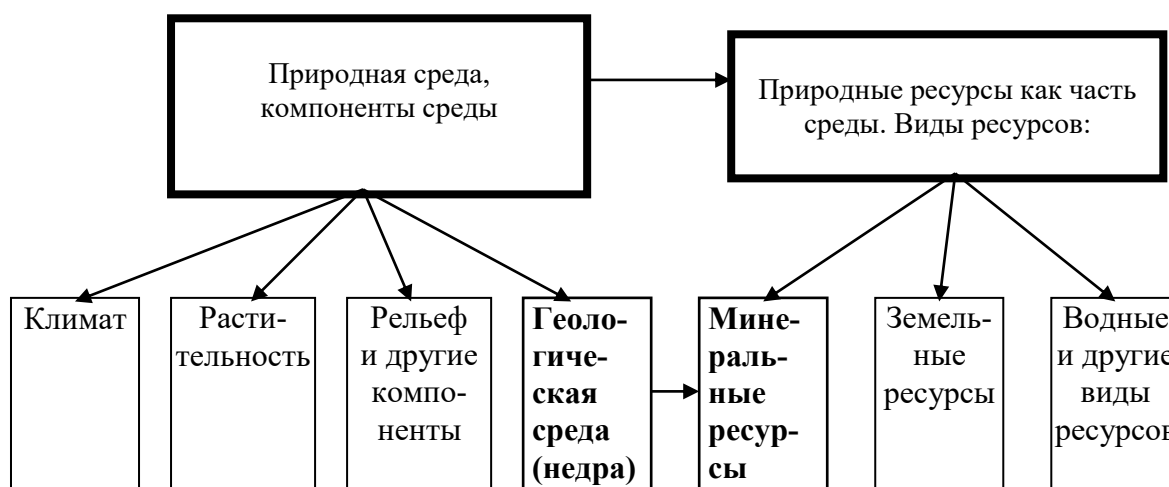
*Природная среда* – это естественная среда обитания людей.

Составными компонентами среды являются геологическая среда, рельеф, климат, поверхностные воды, почвы, растительный покров, животный мир и др.

*Геологическая среда или недра Земли* характеризуются следующим определением: «Недра являются частью земной коры, расположенной ниже почвенного слоя, а при его отсутствии – ниже земной поверхности и дна водоемов и водотоков, простирающейся до глубин, доступных для геологического изучения и освоения» (Закон Российской Федерации «О недрах»). Геологическая среда является базисной компонентой природной среды (рис. 2.1).

Состоянием геологической среды определяются:

- характер рельефа и состав почв,
- природные ландшафты и микроклимат,
- естественная радиационная обстановка,
- условия строительства промышленных и гражданских сооружений,
- наличие минеральных ресурсов.



**Рис. 2.1.** Геологическая среда как часть природной среды, а минеральные ресурсы – часть геологической среды и природных ресурсов

Часть природной среды, используемая людьми, получила название **природные ресурсы** (the Earth's Physical Resources). Природные ресурсы весьма многообразны. Это земельные, растительные, животные, водные, атмосферные, солнечные и другие виды ресурсов. Важнейшей составной частью природных ресурсов являются минеральные ресурсы. В строгом смысле слова *минеральные ресурсы* (Mineral Resources) – это количественно оцененная совокупность полезных ископаемых, заключенная в недрах какого-либо региона или земного шара в целом.

Большинство видов природных ресурсов относится к числу возобновляемых. Так, мелиоративные мероприятия и внесение удобрений делают истощенные земельные ресурсы снова

пригодными к производству сельскохозяйственной продукции, лесные ресурсы через определенный промежуток времени могут быть восстановлены и т.п.

Специфика минеральных ресурсов – их *невозобновляемость*. В результате возникают две проблемы:

- 1) проблема охраны минеральных ресурсов, а следовательно, их комплексного и рационального использования,
- 2) проблема пополнения минеральных ресурсов путем систематического проведения геологических поисковых и разведочных работ.

Разведанную часть минеральных ресурсов, которая подготовлена к освоению, называют *минерально-сырьевой базой*. Для сохранения оптимального развития экономики регионов прирост количества прогнозных ресурсов и запасов должен опережать количество добытого полезного ископаемого.

## 2.2. Понятие о полезных ископаемых, их классификация

### 2.2.1. Полезное ископаемое, составные аспекты понятия

*Полезное ископаемое (Minerals) – природное вещество земной коры, пригодное для использования с реальной или ожидаемой выгодой.* Это понятие, содержит 4 аспекта (рис. 2.2).



Рис. 2.2. Аспекты понятия «полезное ископаемое»

*Геологический аспект* заключается в том, что полезное ископаемое – это часть геологической среды и составная часть минеральных ресурсов.

*Вещественный аспект* дает представление о том, что полезное ископаемое представляет собой агрегат минералов или смесь жидких и газообразных веществ (нефть, горючий газ и т.п.). В этом агрегате или смеси должен присутствовать полезный компонент (минерал или вещество), делающий полезное ископаемое пригодным для использования.

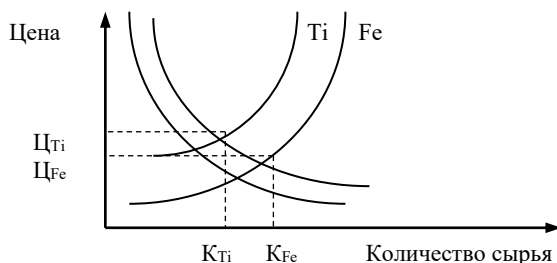
*Экономический аспект* заключается в том, что не всякое природное вещество земной коры может быть полезным ископаемым, а только то, которое экономически выгодно использовать.

Экономический аспект можно проиллюстрировать на примере полезных ископаемых, служащих для получения алюминия. Традиционным и наиболее высококачественным сырьем во всем мире являются бокситы. Они представляют собой физическую смесь, в которой преобладают минералы-оксигидроксиды алюминия, например, диаспор –  $\alpha\text{-AlO(OH)}$  и бёмит –  $\gamma\text{-AlO(OH)}$ .

В связи с развитием энергетики и дефицитом бокситов в России после технологических экспериментов в 1948 г. экономически выгодным стало использование для производства алюминия уртитов – щелочных горных пород отряда ультраосновных, содержащих минерал нефелин  $\text{Na[AlSiO}_4]$ . С этого времени уртиты перешли в разряд полезных ископаемых. Вместе с тем в природе чрезвычайно широко распространены полевошпатовые породы, состоящие из минералов-алюмосиликатов, например анортозиты, содержащие минерал анортит  $\text{Ca[Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$ , однако они не являются полезным ископаемым для производства алюминия из-за высокой стоимости их переработки.

Каждое полезное ископаемое имеет свою стоимостную оценку, которая выражается в его цене. Как и цена любого товара, цена полезного ископаемого определяется соотношением спроса и предложения.

*Предложение полезного ископаемого* – это доступность его для извлечения из недр и экономичная технология переработки добытого минерального сырья. *Спрос на полезное ископаемое* соответствует потребительским свойствам продукта переработки полезного ископаемого, т.е. области применения и количеству потребления (Ore deposits, 1984). Естественно, что при одних и тех же потребительских свойствах легко извлекаемое и легко перерабатываемое полезное ископаемое будет иметь и более низкую цену. В качестве примера рассмотрим два металла, обладающих близкими технологическими свойствами, например, титан и железо. Казалось бы, они должны пользоваться одинаковым спросом. Однако месторождения титана менее распространены в земной коре, чем месторождения железа. Так, мировые запасы железных руд в недрах составляют около 214 млрд т, а запасы титана в пересчете на  $\text{TiO}_2$  – 735 млн т (Экономика ..., 1999). Кривая предложения титана, как менее доступного металла, располагается выше кривой предложения железа (рис. 2.3). На одной и той же кривой спроса цена на железо будет меньше, чем цена на титан.



**Рис. 2.3.** Соотношение цен на металлы с высокой (Fe) и низкой (Ti) доступностью для извлечения

Цены на полезные ископаемые постоянно изменяются во времени. Они зависят от многих факторов, но одним из главных является распространённость химических элементов в земной коре (табл. 2.1).

**Таблица 2.1.** Порядки содержаний химических элементов в земной коре (K) и цен на металлы (Ц)

К, %	Ц, дол./т
$n 10^0$ (Al, Fe, Na, K)	$n 10^0$
$n 10^{-1}$ (Ti, Mn)	$n 10^1$
$n 10^{-3}$ (Zn, Cu, Pb)	$n 10^2$
$n 10^{-4}$ (Sn, Mo, W)	$n 10^3$
$n 10^{-6}$ (Hg, Ag)	$n 10^4$
$n 10^{-7}$ (Pt, Au)	$n 10^6$

Зависимость средней цены металла на мировых рынках от распространенности химического элемента в земной коре настолько сильна, что она не затушевывается различиями в технологии добычи, обогащения и металлургического процесса переработки руд.

Стоимость технического сырья (алмаз, графит, слюды, гидрослюда, асбесты и др.) определяется распространенностью и свойствами минералов. Так, высокая стоимость алмаза диктуется не распространенностью углерода, которая является достаточно высокой, а весьма малой распространенностью алмаза как минерального вида и его уникальными свойствами.

Средняя мировая цена полезного ископаемого и его количество (запасы, ресурсы), которое может быть освоено за определённый отрезок времени, позволяют оценить рейтинг стоимости минеральных ресурсов в недрах (табл. 2.2).

**Таблица 2.2.** Относительная стоимость активных запасов и ресурсов полезных ископаемых, которые будут освоены в течение ближайших 25 лет в России, % (Богатство недр России ..., 2007)

Вид полезного ископаемого	Стоимость, %	Вид полезного ископаемого	Стоимость, %
Нефть +конденсат	41,5	Никель	3,2
Газ	23,1	Уголь бурый	2,5
Уголь каменный	7,7	Медь	1,8
Железо	5,3	Золото	1,4
Пресные подземные воды	4,7	Соль калийная	1,1

В России принято деление полезных ископаемых по их стоимости и распространенности на две группы:

- общераспространенные,
- необщераспространённые.

*Общераспространённые* полезные ископаемые имеют относительно низкую стоимость. К их числу относятся, например, агрономическое сырье (агрокарбонаты, торф) и строительные материалы (естественные строительные камни, известняки для производства извести, кирпичные глины, песок, гравий). Запасы общераспространённых полезных ископаемых учитываются в региональных балансах минеральных ресурсов, а разрешение на их разведку и эксплуатацию (лицензию) выдают районные администрации (Ибламинов, Алванян, 2018).

К *необщераспространённым* относится большинство видов полезных ископаемых: металлических, неметаллических, горючих, гидроминеральных, в том числе, например, флюсовые известняки, известняки для химического производства. Запасы необщераспространённых полезных ископаемых утверждаются Государственной комиссией по запасам РФ (ГКЗ РФ), учитываются во Всероссийском балансе запасов, а разрешительные документы на получение лицензии выдаются с ведома федеральных властей.

С развитием цивилизации экономические требования к полезным ископаемым существенно изменялись, из чего следует четвёртый аспект понятия «полезное ископаемое» – исторический.

*Исторический аспект* заключается в изменении разнообразия полезных ископаемых, используемых людьми, происходящем в связи с ростом производительных сил человеческого общества. В процессе развития нашей цивилизации происходит постоянное расширение и изменение перечня используемых веществ земной коры. Так, использование нефти в широких масштабах началось в конце XIX в. после изобретения двигателя внутреннего сгорания; самородная платина в период обнаружения её первых скоплений считалась вредным металлом, по приказу испанского монарха её затапливали в море, и лишь в конце XVIII в. она начала обретать права благородного металла; нефелин перешел в разряд полезных ископаемых после 1948 г. и т.д.

Таким образом, понятие «полезное ископаемое» является не просто геологическим, а геолого-экономическим.

## 2.2.2. Классификации и виды полезных ископаемых

Используемые в настоящее время полезные ископаемые по фазовому состоянию бывают твердые, жидкие и газообразные. Большинство полезных ископаемых существует в твердой фазе. Обычно они представлены моно- или полиминеральными агрегатами, непосредственно используемыми в производстве (естественные строительные камни) или служащими для рентабельного извлечения минералов или химических элементов. К жидким полезным ископаемым относятся различные нефти, подземные воды и рассолы, к газообразным – горючие, благородные и другие газы.

*По использованию в промышленности* полезные ископаемые традиционно подразделяются на четыре крупные *серии*: металлические, неметаллические, топливно-химические, гидро-

и газоминеральные (табл. 2.3), которые в большинстве своем отвечают использующим их комплексам минерально-сырьевого сектора экономики, таким как металлургический, строительный, топливно-энергетический.

**Таблица 2.3.** Промышленная классификация полезных ископаемых

Серия	Группа полезных ископаемых	Виды полезных ископаемых
<b>Металлические (рудные)</b>	Руды черных металлов	Руды железа, хрома, марганца
	Руды легирующих металлов	Руды титана, ванадия, никеля, кобальта, вольфрама, молибдена
	Руды цветных металлов	Руды олова, меди, цинка, свинца, сурьмы, ртути
	Руды лёгких металлов	Руды алюминия, магния
	Руды благородных металлов	Руды золота, серебра, платиноидов: платины, рутения, родия, осмия, иридия, палладия
	Руды радиоактивных металлов	Руды урана, тория, радия
	Руды редких металлов	Руды лития, бериллия, ниобия, тантала, циркония, гафния, редких земель (лантаноидов)
	Руды рассеянных элементов	Руды галлия, германия, кадмия, индия, рубидия, цезия, селена, теллура
<b>Неметаллические (нерудные)</b>	Технические полезные ископаемые	Алмаз, графит, слюды, вермикулит, монтмориллонит, асбест, тальк, барит, кварц, исландский шпат
	Драгоценные и поделочные камни	<i>Ювелирные:</i> алмаз, изумруд, рубин, сапфир, топаз, аметист, пироп. <i>Ювелирно-поделочные:</i> горный хрусталь, лазурит, малахит, чароит, родонит, уваровит. <i>Поделочные:</i> яшма, письменный гранит, лиственит, офикальцит, селенит и др.
	Химические (агрохимические) полезные ископаемые	Фосфорные, серные, фторные, борные, солей, минеральных пигментов, торфа
	Строительные полезные ископаемые	<i>Естественные строительные камни:</i> лабрадорит, габбро, диорит, гранит, базальт, песчаник, карбонаты, туфы, кварциты, мраморы и др. <i>Вяжущие материалы:</i> мергель, известняк, глина, гипс. <i>Песчано-гравийные:</i> песок, гравий, галька. <i>Стекольные:</i> кварцевый песок, карбонаты, мирабилит. <i>Керамические:</i> глины, каолины, полевые шпаты
	Металлургические полезные ископаемые	<i>Флюсовые:</i> известняк, флюорит и др. <i>Огнеупорные:</i> хромшпинелиды, дуниты, магнезиты и др.
<b>Топливно-химические</b>	Твердые	<i>Угли:</i> бурые, каменные, антрациты. <i>Торф</i>
	Жидкие	Нефти
	Газообразные	Горючие газы, газовые конденсаты
<b>Гидро- и газоминеральные</b>	Поверхностные и подземные воды и рассолы	Питьевые, технические, сырьевые (технологические), теплоэнергетические, лечебные воды и рассолы
	Газы	Гелий, сероводород, азот и др.

*Металлические* полезные ископаемые иначе называются *рудными* или просто *рудами*. Они используются в основном для извлечения металлов в металлургическом производстве. Вместе с тем многие руды используются и для других целей, например, хромовые руды применяются не только для выплавки металла, но и в химической промышленности, и производстве огнеупоров, основная масса титановых руд используется в лакокрасочной промышленности.

Продуктами переработки *неметаллических* или, иначе, *нерудных* полезных ископаемых являются либо минералы (алмаз, слюды и т.п.), либо металлоиды (фосфор, сера, фтор и др.), либо соединения элементов (NaCl, KCl и др.), либо обработанные горные породы для строительства.

В последнее время термин «руда» получил более широкое распространение. Рудой стали называть минеральный агрегат, служащий не только для получения металлов, но и неметаллов и минералов, например, калийная руда, фосфорная руда и т.п., что не совсем верно.

*Топливо-химические* полезные ископаемые объединяют все разнообразие твердых, жидких и газообразных горючих ископаемых.

*Гидро- и газоминеральные* полезные ископаемые включают все разновидности подземных вод и негорючих газов (табл. 2.3).

Серии полезных ископаемых подразделяются на *группы* в соответствии с использующими их отраслями и подотраслями минерально-сырьевых комплексов экономики и свойствами самих полезных ископаемых. Так, металлические полезные ископаемые являются сырьевой основой металлургического комплекса, руды черных металлов – основой черной металлургии, все остальные металлы и их соединения производятся на предприятиях цветной металлургии. Группы полезных ископаемых состоят из отдельных видов полезных ископаемых.

Под *видом полезного ископаемого* понимается совокупность разновидностей полезных ископаемых, содержащая один главный полезный компонент, обуславливающий основную область применения вида в промышленности. Например, железные руды как вид полезных ископаемых включают такие разновидности руд, как магнетитовые, гематитовые, сидеритовые, бурожелезняковые.

Полезные ископаемые, добытые из недр и являющиеся товарной продукцией горного производства, называются *минеральным сырьем*. Стоимость ежегодно добываемого в мире минерального сырья по его отдельным видам распределяется следующим образом (табл. 2.4).

**Таблица 2.4.** Соотношение ежегодно добываемых в мире видов минерального сырья по стоимости

Минеральное сырье	Доля от стоимости ежегодной добычи, %
Горючие полезные ископаемые	72 (в т.ч. 60% - нефть)
Цветные металлы	13
Черные металлы	9
Драгоценные металлы и алмазы	4
Нерудное сырье	2

## 2.3. Понятие о месторождениях полезных ископаемых, требования, предъявляемые к месторождениям

### 2.3.1. Месторождение полезного ископаемого, составные аспекты понятия

*Месторождение полезного ископаемого* – это участок земной коры, содержащий скопление полезного ископаемого, которое по количеству, качеству, условиям залегания, экономическим и социально-политическим факторам пригодно для рентабельной разработки (рис. 2.4).

В англоязычной литературе термину «месторождение полезного ископаемого» соответствуют три: Mineral Deposit; Occurrence; Field. Если русскоязычное слово буквально означает место возникновения, образования полезного ископаемого, то слово *Deposit* означает вклад, хранилище, отложение; слово *Occurrence* – случай, происшествие; слово *Field* – поле деятельности.



**Рис. 2.4.** Требования, предъявляемые к месторождениям

По своей природе и условиям размещения месторождение полезного ископаемого является геологическим объектом. Использование месторождения в экономической деятельности людей, которая прежде всего требует рентабельности разработки, превращает месторождение в *геолого-экономический объект*.

Геолого-экономические требования, предъявляемые к месторождениям полезных ископаемых, не являются постоянными. Они изменяются со временем в соответствии с совершенствованием технологии добычи и переработки полезных ископаемых, в зависимости от потребностей промышленности.

### 2.3.2. Количество полезного ископаемого в месторождениях

*Количество полезного ископаемого*, сосредоточенное в месторождении, получило название *запасы* полезного ископаемого. Они оцениваются по результатам геологоразведочных работ. *Прогнозные ресурсы* полезного ископаемого – это приблизительно оцененное количество.

В зависимости от вида полезного ископаемого запасы измеряются либо в единицах объема, либо в единицах массы.

В единицах объема ( $Q_1$ , м<sup>3</sup>, баррели; 1.1, рис. 2.5) измеряются запасы

- нефти за рубежом,
- природного газа,
- полезных ископаемых для производства строительных материалов: естественных строительных камней, песчано-гравийных материалов, кирпичных глин,
- запасы подземных вод.

$$Q_1 = V = s \cdot h \text{ (м}^3\text{)}, \quad (1.1)$$

где

$V$  – объем тела полезного ископаемого,

$S$  – площадь тела,

$h$  – мощность (толщина).



**Рис. 2.5.** Тело полезного ископаемого,  $s$  – его площадь,  $h$  – мощность

В единицах массы полезного ископаемого ( $Q_2$ , т; 1.2) измеряются запасы горючих полезных ископаемых и черных металлов:



- угля,
- горючих сланцев,
- торфа,
- нефти в России,
- руд черных металлов (железа, хрома, марганца).

$$Q_2 = V \cdot d \ (m), \quad (1.2)$$

где  $d$ , т/м<sup>3</sup> – объемная плотность тела полезного ископаемого.

В единицах массы полезного компонента ( $Q_3$ ; 1.3) измеряются запасы большинства других видов полезных ископаемых:

- металла в рудах цветных металлов, например, меди, золота и т.п.;
- запасы химического компонента в полезных ископаемых для химической промышленности, например,  $K_2O$ ,  $P_2O_5$  и т.п.;
- запасы ценного минерала в месторождениях технического сырья, например, алмаза, цитрина и др.

$$Q_3 = V \cdot d \cdot C/100 \ (m), \quad (1.3)$$

где  $C$  (%) – среднее содержание полезного компонента в контуре подсчитываемых запасов.

### 2.3.3. Качество полезного ископаемого в месторождениях

Другим важнейшим фактором промышленной ценности месторождения является *качество полезного ископаемого*, которое определяется совокупностью его свойств (рис. 2.6).



**Рис. 2.6.** Главные свойства, определяющие качество полезного ископаемого

*Химические свойства* отражают содержание в полезном ископаемом полезных и вредных химических элементов. Эти свойства имеют первостепенное значение для металлургического и химического сырья.

Требованиями регламентируется *минимальное содержание полезных химических элементов и максимально допустимое – вредных*, при которых рентабельны добыча и переработка полезного ископаемого.

Например, в железных рудах Высокогорского скарново-магнетитового месторождения минимальное содержание полезного элемента – железа – в пробе (бортное содержание) должно быть больше 20%, а вредного элемента – серы – не более 0,5%; во флюсовых известняках Гальянского месторождения содержание полезного компонента ( $CaO$ ) должно быть не менее 49%, а таких вредных компонентов, как  $MgO$  – не более 3,2%,  $SiO_2$  – не более 6% (Ибламинов, Лебедев, 1989).

Требования к содержанию главного полезного элемента в комплексных рудах могут быть снижены. Так, на Гусевогорском титаномagnetитовом месторождении, из железных руд которого попутно получают ванадий, бортное содержание железа снижено до 14%.

Содержания полезных химических элементов в рудах так же, как и их запасы, существенным образом зависят от распространенности элементов в земной коре. Например, в рядовых железных рудах содержание железа может колебаться от 30 до 50%, в медных – содержание меди – от 0,3 до 1%, в золотых – содержание золота – от 0,0005 до 0,0015%.

*Технические свойства* включают следующие физико-химические показатели полезных ископаемых:

- объемная масса,
- влажность,
- пористость,
- прочность,
- крепость,
- размер минеральных индивидов и др.

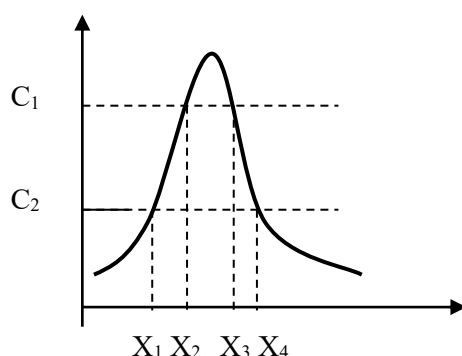
Они имеют значение для всех полезных ископаемых. Размер индивидов особую роль приобретает при оценке качества неметаллических ископаемых.

Например, на месторождениях хризотил-асбеста требованиями регламентируется минимальная длина волокон асбеста, при которой возможно его использование; на месторождениях мусковита – минимальный размер кристаллов слюды; на месторождениях пьезокварца и других минералов – размер, чистота кристаллов и др. На месторождениях строительных камней важна прочность пород.

*Технологическими свойствами* определяется способ переработки, а точнее, обогащения полезных ископаемых. Этими свойствами определяется возможность рентабельного отделения полезных минералов и компонентов от не полезных и получения концентрата. Есть такие полезные ископаемые, технология переработки которых не разработана. Их скопления на сегодняшний день нельзя отнести к промышленным месторождениям (например, некоторые титаномагнетитовые руды, сульфидные оловянные и др.). Чем сложнее, а следовательно, дороже технология переработки полезных ископаемых, тем выше требования к их химическим свойствам.

Так, среди железных руд к наиболее легкообогатимым относятся магнетитовые, для которых разработана технология магнитной сепарации. Минимальное содержание железа в таких рудах может быть до 14%. Более труднообогатимые гематитовые руды перерабатываются с помощью дорогостоящей гравитационной сепарации, и содержание железа в них должно быть не менее 30%. Обогащаемые с применением еще более сложной обжигмагнитной сепарации сидеритовые руды разрабатываются при содержании железа более 40%.

Качество и количество полезного ископаемого залежей, которые не имеют четких контактов и обычно представлены вкрапленными рудами, тесно взаимосвязаны (рис. 2.7). В связи с развитием технологии обогащения требования к качеству полезных ископаемых по химическим свойствам имеют тенденцию к снижению, что в свою очередь приводит к увеличению запасов полезных ископаемых.



**Рис. 2.7.** Кривая изменения значений содержания полезного компонента вкост простирания участка вкрапленного оруденения и длины тела полезного ископаемого ( $X_1 X_4$  и  $X_2 X_3$ ) при разных значениях бортового содержания (соответственно  $C_2$  и  $C_1$ )

Например, из анализа рис. 2.7 следует, что при бортовом содержании  $C_2$  длина тела полезного ископаемого на сечении ( $X_1 X_4$ ) будет больше, чем длина тела  $X_2 X_3$  при более высоком содержании  $C_1$ .

В настоящее время в мировой горной промышленности существует тенденция вовлекать в эксплуатацию месторождения с крупными запасами, эксплуатация которых могла бы продолжаться более 30 лет даже при относительно низком содержании полезного компонента.

#### 2.3.4. Условия местонахождения месторождений

Требования к условиям местонахождения месторождений распадаются на горно-геологические и географо-экономические.

*Горно-геологические факторы* характеризуют геологические условия проведения работ по добыче полезных ископаемых. Среди них ведущую роль играют:

- глубина залегания тела полезного ископаемого,
- гидрогеологические условия,
- инженерно-геологические условия.

В современной горной промышленности считается рентабельным разрабатывать месторождения, залегающие на глубинах не более 500 – 1000 м от поверхности. Правда, в ЮАР золотодобывающие шахты и горные выработки пройдены до глубин 3,8 – 4,0 км, но это исключение. Поэтому залежи твердых полезных ископаемых, расположенные глубже 2 км, обычно не рассматриваются в качестве месторождений. Аналогичные данные можно привести из нефтедобычи. В ней считается целесообразным разрабатывать месторождения, расположенные на глубинах до 2 – 5 км.

*Географо-экономические условия* отражают положение скоплений полезных ископаемых относительно

- транспортных артерий,
- горнодобывающих предприятий,
- перерабатывающих предприятий,
- источников энергоснабжения и т.п.

Благоприятные горно-геологические и географо-экономические условия обеспечат вовлечение в эксплуатацию небольших месторождений с относительно низким качеством сырья. Сложные географические условия с неразвитой инфраструктурой для обеспечения рентабельной разработки потребуют вовлечения в эксплуатацию крупных месторождений полезных ископаемых.

Все перечисленные критерии являются по отношению к месторождениям внутренними, присущими самим геологическим объектам. Они тесно взаимосвязаны с внешними человеческими факторами, среди которых особую роль играют экономические и социально-политические.

#### 2.3.5. Роль экономических и социально-политических факторов в освоении месторождений

*Экономические факторы* являются важнейшими, поскольку требованием рентабельности горного производства определяется возможность вовлечения месторождения в разработку или прекращение добычи. В периоды экономического подъема, расширения производства возрастает спрос на минеральное сырье, а следовательно, и цены на него. Это позволяет вовлекать в эксплуатацию ранее считавшиеся малорентабельными месторождения. В период же относительной депрессии в результате падения цен добыча полезных ископаемых сокращается и может вообще прекратиться.

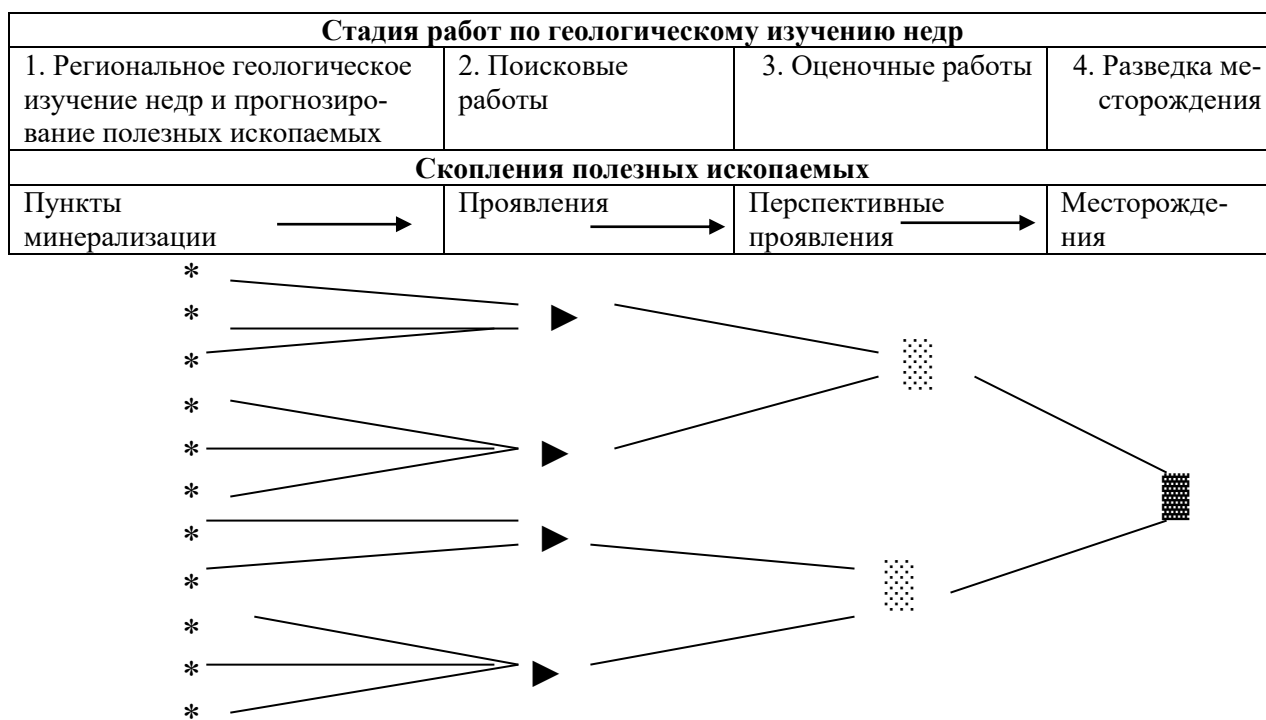
Бывают исключения из правила рентабельности. Так, при необходимости создания в регионе новых и поддержания на определенном уровне имеющихся рабочих мест государство

может давать дотации на поддержку убыточных предприятий для предотвращения социальных конфликтов. Аналогичная ситуация может возникнуть при необходимости добывать остродефицитное сырье.

Важную роль, особенно с точки зрения инвестиций в развитие горного производства, могут играть *социально-политические факторы*. Политическая стабильность в регионе позволяет с меньшим риском вкладывать капиталы в разработку даже относительно низких по качеству руд, тогда как нестабильная ситуация не способствует инвестициям, а если они и вкладываются, то только в освоение наиболее крупных месторождений.

## 2.4. Пункты минерализации и проявления полезных ископаемых, стадийность геологических работ

Выявление месторождений начинается с обнаружения естественного или искусственного (в скважинах, горных выработках) выхода полезного ископаемого в результате стадийного процесса геологического изучения недр. Процесс начинается с региональных работ и обнаружения полезных ископаемых (рис. 2.8).



**Рис. 2.8.** Схема стадийности геологических работ и перехода от обнаружения пунктов минерализации к месторождениям полезных ископаемых

Место обнаружения полезного ископаемого с неясной формой и характером залегания называют *пунктом минерализации*.

После дополнительных исследований пункт минерализации может перейти в разряд *проявления полезного ископаемого* – сосредоточение полезного ископаемого, у которого известны форма, характер залегания и состав, но перспективы превращения в месторождение не ясны или отсутствуют.

## Глава 3

# УРОВНИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ И СТРОЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

## 3.1. Уровни распространения месторождений полезных ископаемых

*Уровни распространения месторождений – это иерархия объёмов земной коры, содержащих ассоциации месторождений. Уровни соответствуют тектоническим подразделениям земной коры, структурам различных порядков (табл. 3.1). Изучением закономерностей распространения месторождений в пространстве и во времени занимается наука *минерагения* (Ибламинов, 2015).*

### 3.1.1. Минерагенические формации горных пород

Строение объёмов земной коры, в которых заключены месторождения полезных ископаемых, неоднородно. Оно зависит от состава присутствующих осадочных, магматических и метаморфических горных пород, их пространственных соотношений, рельефа и климата. В конечном счете геология региона определяется историей его развития, существовавшими в его пространстве палеотектоническими и существующими тектоническими обстановками.

*Тектоническая обстановка* – это геодинамические условия территории, которые зависят от её положения относительно границ литосферных плит и линеаментов. Это могут быть тектонически активные обстановки границ плит или относительно спокойные внутриплитные обстановки. Тектонические обстановки определяют ландшафтную среду образования осадочных пород и структурные условия образования магматических. От смены обстановок зависит возможность сохранения характерных для конкретной обстановки горных пород и их совокупностей – геологических формаций.

*Геологической формацией* называется естественная ассоциация горных пород, члены которой тесно парагенетически связаны друг с другом в возрастном и пространственном отношении (Шатский, 1960).

Формации горных пород, с которыми связаны месторождения, в общем случае называются *минерагеническими формациями*. В зависимости от роли, которую играет та или иная минерагеническая формация в размещении месторождений, их принято разделять на рудоносные, рудовмещающие, рудогенерирующие и рудообразующие (Кривцов, 1985; рис. 3.1, 3.2).

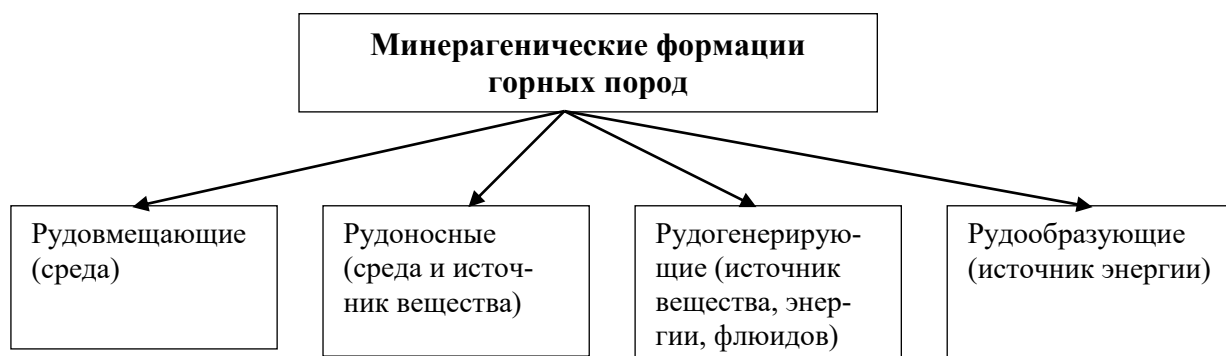
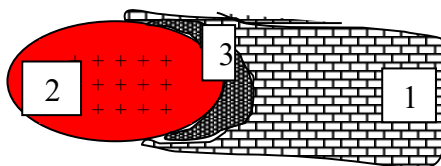


Рис. 3.1. Минерагенические формации горных пород



**Рис. 3.2.** Соотношение минерагенических формаций на примере модели скарнового месторождения. Формации: 1 – рудовмещающая морская карбонатная, 2 – рудогенерирующая лейкогранитовая; 3 – скарновое месторождение

### 3.1.2. Пространственные минерагенические уровни земной коры

Земная кора представляет собой сложную систему, состоящую из иерархии взаимосвязанных уменьшающихся подсистем или уровней. При переходе от глобальных к локальным уровням происходит упрощение строения территорий и сокращение разнообразия формаций горных пород (табл. 3.1).

**Таблица 3.1.** Минерагенические уровни распространения месторождений в земной коре

Уровень распространения месторождений	Порядок тектонической структуры	Платформа		Складчатая область	
		Тектоническое подразделение	Пример	Тектоническое подразделение	Пример
Провинция	I	Платформа	Восточно-Европейская	Складчатая система	Уральская
Субпровинция	II	Щит, плита	Русской плиты	Складчатая субсистема	Восточно-Уральская
Область	III	Мегазона	Среднерусская	Мегазона	Тагильская
Зона	IV	Зона (бассейн)	Подмосковного бассейна	Зона (пояс)	Платиноносный пояс
Район	V	Подзона	Тульский угленосный	Подзона	Качканарско-Ревдинский
Поле	VI	Участок подзоны	—	Участок подзоны	Качканарское
Месторождение	VII	То же	Щекинское	То же	Гусевогорское

*Минерагенические провинции* выделяются на глобальном уровне и соответствуют самым крупным тектоническим элементам земной коры I порядка: докембрийским платформам, фанерозойским складчатым областям и эпифанерозойским плитам. Например, на территории России присутствуют *провинция Восточно-Европейской платформы* и *Уральская минерагеническая провинция* (см. табл. 3.1).

Для платформенных провинций характерны три комплекса формаций горных пород: 1) формации метаморфических и магматических горных пород складчатого фундамента, 2) формации пород осадочного чехла; 3) магматические формации зон фанерозойской тектономагматической активизации.

Среди формаций фанерозойских аккреционно-складчатых областей (геосинклиналей) выделяются: 1) формации ранней (спрединговой, дивергентной) стадии раскрытия палеоокеанов, 2) формации средней (субдукционной, конвергентной) стадии существования палеоокеанов, 3) формации поздней (коллизийной) стадии закрытия океанов.

*Минерагенические субпровинции* на платформах выделяются в пределах щитов и плит, а в складчатых областях – на территориях активного проявления разных тектонических циклов

(каледонского, герцинского и т.п.). Например, в пределах провинции Восточно-Европейской платформы выделяется минерагеническая *субпровинция Русской плиты* с комплексом формаций осадочного чехла и связанных с ним месторождений. Присутствуют также субпровинции Балтийского и Украинского щитов. В Уральской провинции выделяются субпровинции Восточно-Уральская и Западно-Уральская. *Восточно-Уральская минерагеническая субпровинция* развивалась на океаническом фундаменте Уральского герцинского палеоокеана, Западно-Уральская – на континентальной коре байкальского цикла.

*Минерагенические области* полезных ископаемых характеризуют следующий уровень строения литосферы, комплексы формаций горных пород которого сформировались в течение какой-либо стадии тектонического цикла развития провинции. Минерагенические области соответствуют *структурно-формационным мегазонам*. Они включают совокупности геологических формаций и месторождений, образовавшихся во время существования определенного тектонического режима. На Восточно-Европейской платформе в пределах субпровинции Русской плиты выделяют *Среднерусскую область* с толщей осадочных пород и месторождений, сформировавшихся в течение герцинского цикла. На Урале в Восточно-Уральской субпровинции находится *Тагильская область* (мегазона).

*Минерагенические зоны* – это площади распространения месторождений следующего уровня, соответствующего *структурно-формационным зонам*. Причем на платформах они имеют часто более или менее изометричную форму в плане и именуются *бассейнами*, а в складчатых регионах они отличаются узкой вытянутой в плане формой и называются *поясами*. Например в Среднерусской области есть *Подмосковный буроугольный бассейн* площадью 120 тыс. км<sup>2</sup>, длиной около 1000 км, приуроченный к полосе распространения пород песчано-глинистой формации нижнего карбона. На Урале в Тагильской области выделяется *Платиноносный пояс* титаномагнетитовых месторождений, протягивающийся на 660 км при ширине 20 – 25 км. Он приурочен к полосе распространения интрузий пород габбро-пироксенитовой формации.

*Минерагенический район* распространения месторождений, или *узел*, отвечает следующему уровню строения земной коры. Наличие районов полезных ископаемых бывает обусловлено присутствием благоприятных для размещения месторождений структур, толщ осадочных пород или интрузий магматических горных пород. В рассматриваемом в качестве примера Подмосковном буроугольном бассейне выделяется *Тульский угленосный район*, расположенный в западном крыле синклинали, где угольные пласты подходят близко к поверхности. В Платиноносном поясе Урала присутствует Качканарско-Ревдинский район (узел). Он обособляется по совокупности разрабатываемых месторождений Качканарского (Гусевогорское месторождение) и Ревдинского (Первоуральское месторождение) массивов.

Другим уральским примером может быть существование Тагило-Кушвинского рудного района площадью 53х11 км, обусловленного сосредоточением диорит-сиенитовых массивов, контактирующих с вулканогенно-осадочными и карбонатными породами, контролирующими размещение многочисленных скарново-магнетитовых месторождений.

*Минерагеническое поле* распространения месторождений (*рудное поле*) образует ассоциация близких по составу и условиям образования месторождений, сконцентрированных на участке территории внутри рудного района. Примером может быть *Качканарское рудное поле*, обусловленное присутствием одного габбро-пироксенитового массива площадью 111 км<sup>2</sup>. Внутри массива находятся два месторождения титаномагнетитовых руд: Гусевогорское и Собственно-Качканарское, образующие единое рудное поле (см. рис. 16.11).

### 3.1.3. Минерагенические подразделения геологического времени

Месторождения полезных ископаемых распределены неравномерно не только в пространстве, но и в геологическом времени. Отдельные временные интервалы характеризуются образованием большого количества месторождений, а другие – их отсутствием. В связи с

этим возникает необходимость выделения отрезков геологического времени, благоприятных для образования месторождений полезных ископаемых. На это впервые обратил внимание Л. де Лоне (1892, 1913), который ввел для обозначения таких интервалов понятие «металлогеническая эпоха». Временные подразделения целесообразно увязывать с пространственными минерагеническими подразделениями (табл. 3.2).

**Таблица 3.2.** Временная и пространственная таксономия металлогении

Подразделения				Совокупности геологических формаций и месторождений
временные			пространственные минерагенические	
минерагенические	палеотектонические	средняя продолжительность, млн. лет		
Минерагеническая мегаэпоха	Тектонический мега-цикл	500–600	Провинция	Серия формаций
Минерагеническая эпоха	Тектонический цикл	150–200	Субпровинция	Группа формаций
Минерагенический этап	Стадия тектонического цикла	50–80	Область	Класс формаций
Минерагеническая фаза	Подстадия тектонического цикла	10–20	Пояс (бассейн, зона)	Ассоциация формаций
Минерагеническая субфаза	Отрезки подстадии		Район (узел)	Ассоциация формаций

*Минерагеническая мегаэпоха* соответствует длительности мегациклов Уилсона и соответственно – времени формирования минерагенической провинции. В геологической истории Земли выделяются средне-позднеархейская, раннепротерозойская, среднепозднепротерозойская, фанерозойская мегаэпохи, каждая из которых характеризуется своеобразным комплексом месторождений полезных ископаемых.

*Минерагеническая эпоха* по продолжительности соответствует тектономагматическому циклу Бертрана (например герцинская эпоха), в течение которого образуется субпровинция или ее часть и находящаяся в ней группа геологических формаций и месторождений полезных ископаемых.

*Минерагенический этап* соответствует стадии цикла тектонического развития территории. Обычно в пределах цикла формирования аккреционно-складчатых областей (геосинклиналией) выделяют три стадии: раннюю, среднюю и позднюю. Каждая стадия по длительности соответствует времени существования палеотектонических режимов. В течение этапа формируются геологические тела, отвечающие структурно-формационным мегазонам (минерагеническим областям), включающим классы геологических формаций.

*Минерагенические фазы* – отрезки времени протекания подстадий тектономагматических циклов, когда существует определенная палеотектоническая обстановка и образуется ассоциация геологических формаций структурно-формационной зоны.

## 3.2. Уровни строения месторождений полезных ископаемых

Под уровнями строения месторождений понимается иерархия уровней организации их вещества, начиная от уровней тела и участка тела полезного ископаемого до уровней минеральных агрегатов и минеральных индивидов, а также их химических и физических свойств (рис. 3.3).



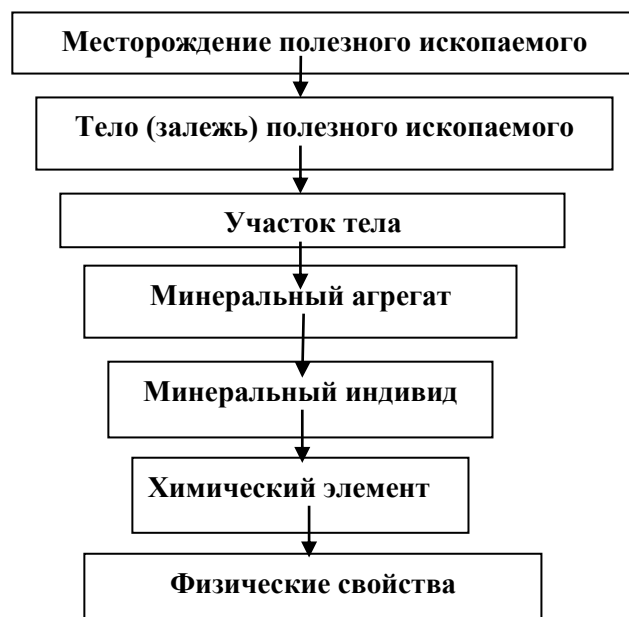


Рис. 3.3. Уровни строения месторождений полезных ископаемых

### 3.2.1. Границы и формы тел полезных ископаемых

Полезное ископаемое в месторождении локализуется в виде отдельного тела. *Тело или залежь полезного ископаемого* – это скопление полезного ископаемого, ограниченное со всех сторон. Месторождение может состоять из одного или нескольких тел полезных ископаемых.

**Границы тел.** В случае концентрированного оруденения, когда тело сплошь или почти сплошь сложено полезным ископаемым, граница между телом полезного ископаемого и вмещающей горной породой видна отчетливо. Это *естественная граница*, на которой происходит резкий скачок в изменении содержания полезного компонента (рис. 3.4, а). Она проводится по результатам геологической документации и контролируется данными химического опробования.

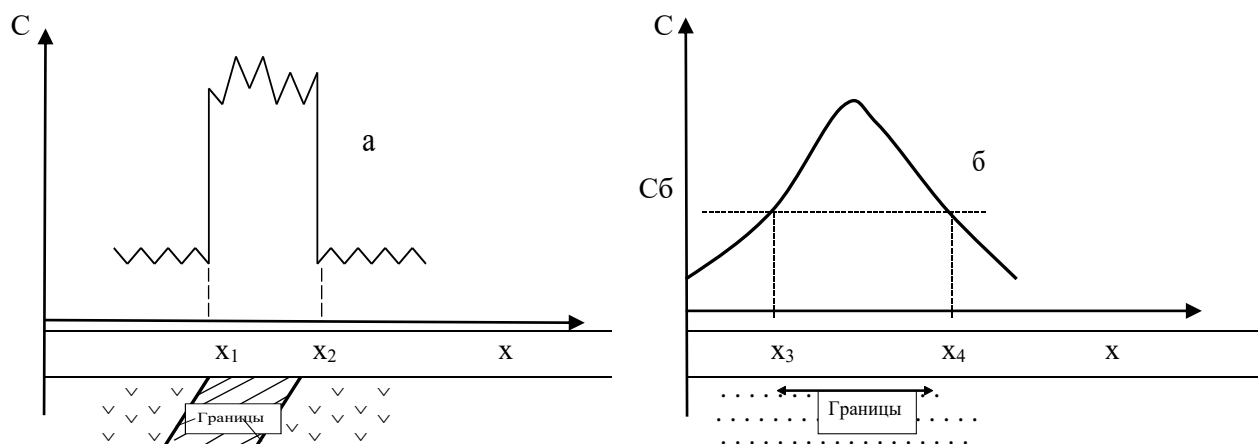


Рис. 3.4. Границы тел с концентрированным (а) и вкрапленным (б) оруденением.  $C$  – содержание полезного компонента,  $C_b$  – бортовое содержание;  $x_1, x_2$  и  $x_3, x_4$  – проекции граничных точек на ось  $x$

В случае рассеянного оруденения существует постепенный переход от вкрапленных руд во вмещающую горную породу и проводится *искусственная граница* тела исходя из требования рентабельности добычи (рис. 3.4, б).

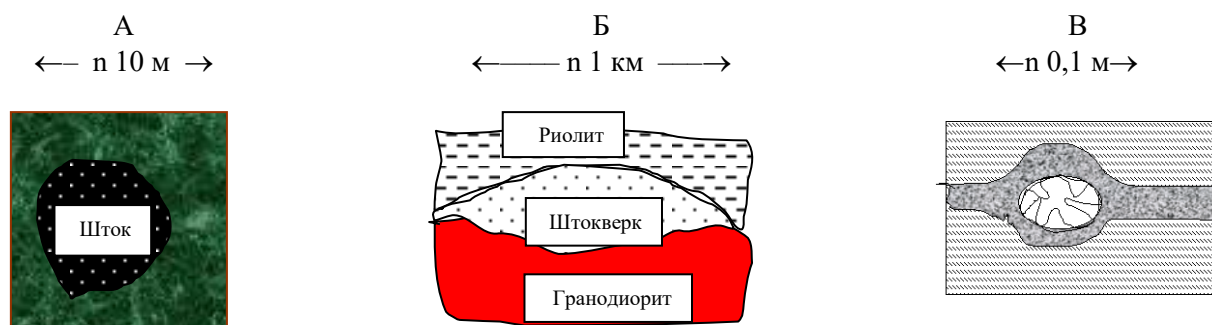
**Формы тел.** В зависимости от соотношения средних размеров тел в трех взаимно перпендикулярных направлениях: по простиранию, падению и вкрест простирания все многообразие форм залежей полезных ископаемых сводится к четырем морфологическим группам: изометричной, плоской, линзовидной и трубообразной.

*Тела изометричной формы* имеют более или менее одинаковые размеры в трех направлениях. Это штоки, штокверки и гнезда (рис. 3.5).

**Шток** – тело изометричной или каплевидной формы, сплошь или почти сплошь сложенное полезными минералами и имеющее четкие контакты с окружающими породами. Размеры штоков измеряются десятками и сотнями метров. Они характерны для магматических, гидротермальных и осадочных (соляных) образований.

**Штокверк** – более или менее изометричное тело с прожилково-вкрапленным оруденением. Размеры штокверков могут измеряться сотнями метров и первыми километрами. Они характерны для гидротермальных, в частности медно-порфировых месторождений.

**Гнездо** – небольшое по размеру скопление полезного ископаемого. В форме гнезд могут залегать слюды в пегматитовых месторождениях, скопления киновари в гидротермальных.



**Рис. 3.5.** Примеры вертикальных сечений изометричных тел полезных ископаемых: А – шток хромшпинелидов в гипербазитах, Б – штокверк халькопиритовых руд во вторичных кварцитах по периферии тела гранодиоритов, В – гнездовая залежь, связанная с раздувом пегматитовой жилы

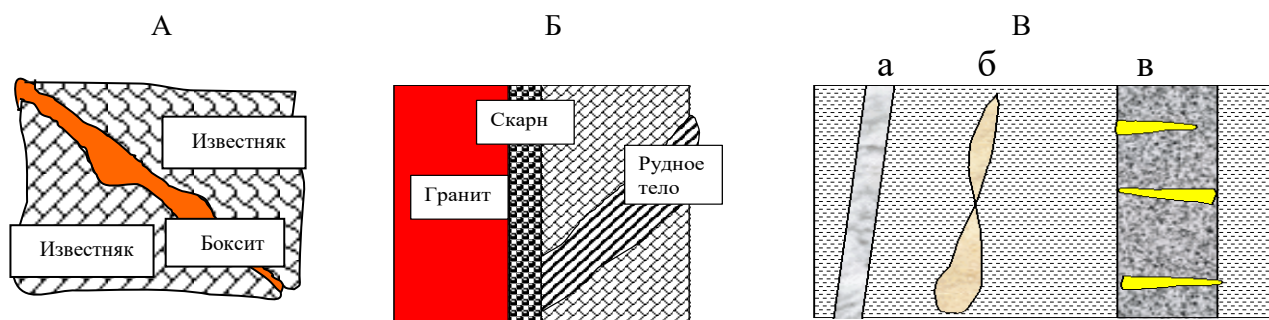
*Тела плоской формы* (рис. 3.6) могут быть сингенетическими (пласты), образовавшимися вместе с окружающими породами, и эпигенетическими (пластообразные залежи, жилы), образовавшимися позже них.

**Пласт** – сингенетическое тело, залегающее согласно с вмещающими горными породами, чаще осадочного происхождения. В случае нормального залегания горных пород верхняя поверхность пласта называется кровлей, а нижняя – подошвой. Пласты бывают простые без прослоев пустой породы и сложные, содержащие такие прослои.

**Пластообразная залежь** – эпигенетическое согласное тело. Такие залежи характерны для скарновых или гидротермальных месторождений, в которых руды концентрируются на месте благоприятных для замещения пластов горных пород.

**Жилами** называются эпигенетические плоские тела, имеющие секущее залегание по отношению к вмещающим горным породам. У жилы различают верхний висячий и нижний лежащий бок. Граничные поверхности жил называются зальбандами, а ответвления от основной жилы – апофизами. Наряду с простыми одиночными встречаются сложные жилы, состоящие из переплетения нескольких жил. Формы жил весьма разнообразны.

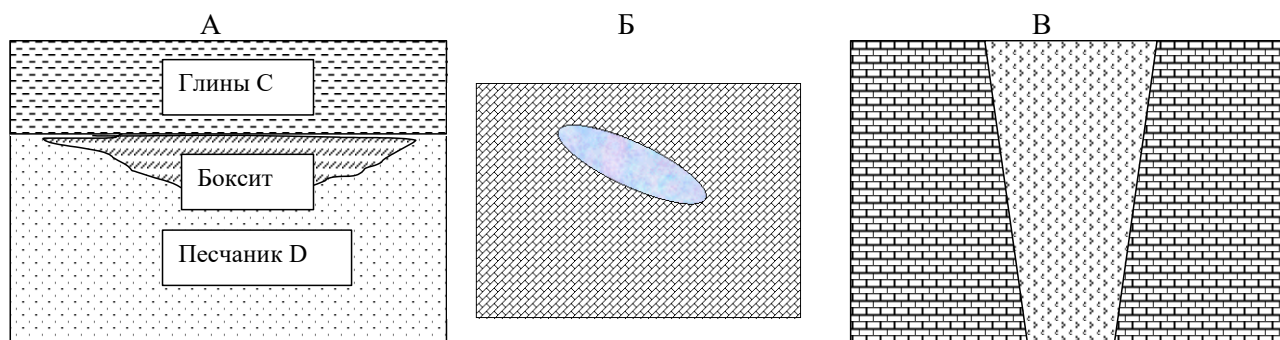
По взаимному расположению жил в пространстве особо выделяют жилы лестничные. Они характерны для Березовского месторождения золота, где кварцевые жилы пересекают по нормали крутопадающие дайки измененных гранитоидов.



**Рис. 3.6.** Примеры плоских тел полезных ископаемых. А – пласт осадочных бокситов в известняке, Б – пластообразная залежь магнетитовых руд на контакте с диоритами, В – жилы: а – простая, б – четковидная, в – система лестничных жил в дайке гранитов (горизонтальное сечение)

Тела промежуточной формы между формой тел первой и второй групп. Сингенетические тела получили название линзы (рис. 3.7, А), а эпигенетические – линзообразные залежи (рис. 3.7, Б).

Тела, вытянутые в одном направлении. Магматические экструзивные образования чаще называются *трубками* (кимберлитовая трубка), гидротермальные вулканогенные – *трубами*. Тела сложной вытянутой формы именуются *трубообразными залежами* (рис. 3.7, В).



**Рис. 3.7.** Примеры вертикальных сечений линзы бокситов в песчанике (А), линзообразной залежи доломитов (Б) и кимберлитовой трубки в карбонатных породах (В)

Формы тел полезных ископаемых выявляются в процессе поисково-разведочных работ и уточняются по материалам эксплуатации месторождений. Правильное представление о морфологии исследуемой залежи позволяет выбрать оптимальное направление проведения разведочных работ, а правильное определение ее формы – точнее вычислить объем тела полезного ископаемого, который относится к важнейшим параметрам месторождения.

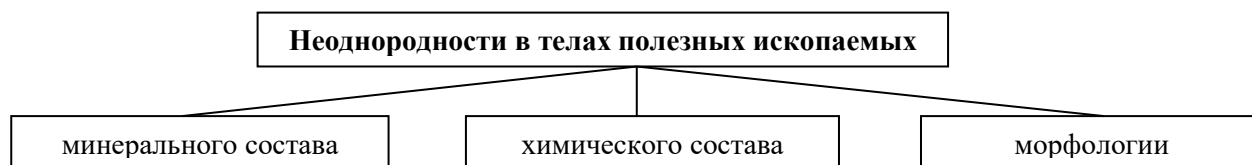
### 3.2.2. Участки тел полезных ископаемых, рудные столбы

В неоднородных по составу и строению телах полезных ископаемых возникает необходимость выделять и оконтуривать внутри них более или менее однородные участки (рис. 3.8). Необходимость их выделения обусловлена требованиями горного производства.

При наличии в рудном теле нескольких парагенезисов, минералы которых обогащаются по-разному, возникает необходимость оконтуривания участков тел с различными *технологическими типами* руд (рис. 3.9, А).

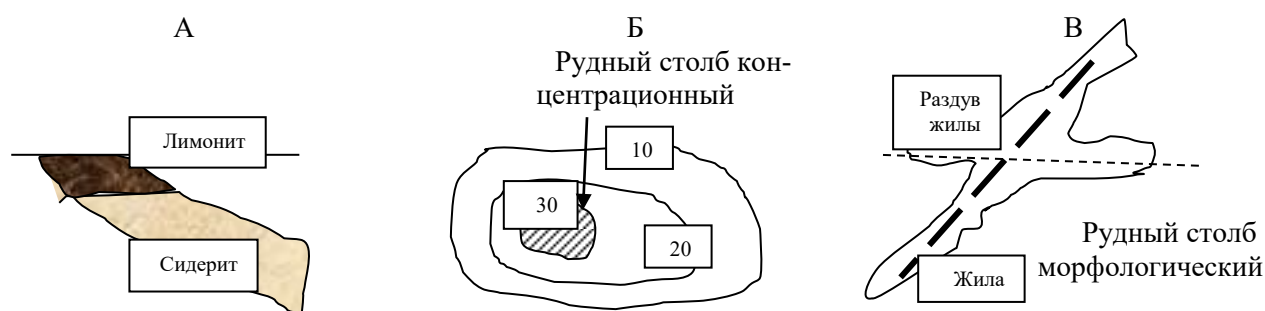
В случае существенного изменения содержания полезных компонентов в пределах одного технологического типа тело полезного ископаемого разделяют на участки с разными *сортами* полезного ископаемого: богатыми, средними по качеству и бедными рудами

(рис. 3.9, Б). Это позволяет в дальнейшем, добывая полезное ископаемое из разных участков, усреднять его по содержанию полезного компонента. Усреднение качества руд является необходимым условием обогащательного производства.



**Рис. 3.8.** Варианты неоднородностей в телах полезных ископаемых, обуславливающие выделение участков тел

Выделение участков тел, отличающихся по морфологии (рис. 3.9, В), связано с возможным изменением технологии добычи из них полезного ископаемого.



**Рис. 3.9.** Разделение рудных тел на участки: А – вертикальное сечение тела, разделённого на два участка с сидеритовым и лимонитовым технологическими типами руд, Б – горизонтальное сечение тела вкрапленных титаномagnetитовых руд в пироксенитах с концентрационным рудным столбом (заштриховано), выделяемым по изолиниям содержаний железа, В – морфологический рудный столб на пересечении рудоконтролирующих разрывов

Участок рудного тела, обогащенный полезным ископаемым, называется *рудным столбом*. Различают концентрационные (см. рис. 3.9, Б) и морфологические (см. рис. 3.9, В) рудные столбы. Первые обусловлены увеличением содержаний полезного компонента в руде, вторые – увеличением размеров участка тела полезного ископаемого.

### 3.2.3. Минеральные агрегаты и минеральные индивиды

Тела полезных ископаемых и их участки состоят из минеральных агрегатов и индивидов. Изучением месторождений твердых полезных ископаемых на минеральном уровне занимается *минераграфия*. Она является областью минералогии, специализирующейся на исследовании месторождений.

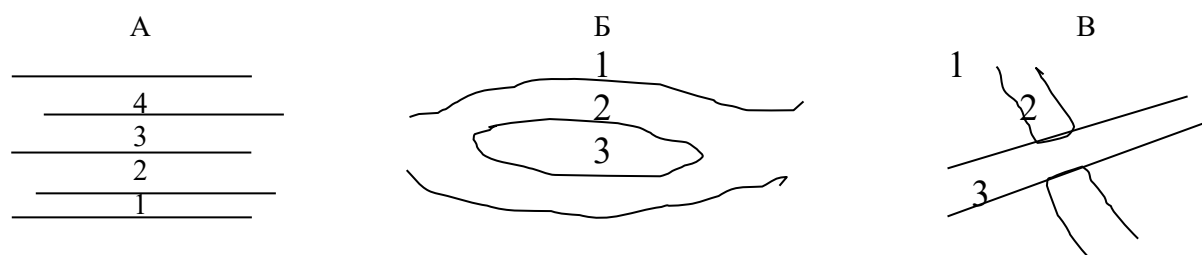
*Минеральный агрегат* (парагенезис минералов) – это совокупность индивидов одного или нескольких минеральных видов, образовавшаяся в течение одной стадии минералообразования. Строение минеральных агрегатов характеризуется понятием «текстура».

*Текстура* характеризует форму, размеры и пространственные соотношения минеральных агрегатов.

По форме минеральных агрегатов текстуры могут быть изометричными (вкрапленная, пятнистая), плоскими (полосчатая, слоистая, жильная), линзовидными (очковая, нодулярная) и др. По размерам различают мегатекстуры, которые могут соответствовать отдельным рудным телам, макротекстуры, наблюдаемые невооруженным глазом (шлировая, слоистая, жильная) и микротекстуры, которые выявляются под микроскопом (тонковкрапленная, мик-

рослоистая, прожилковая). Исследование текстуры минеральных агрегатов имеет важное практическое значение для выбора методики опробования и разведки месторождений полезных ископаемых. Минеральные агрегаты могут образовывать разные технологические типы руд (например, первичные и окисленные руды) или самостоятельные попутные полезные ископаемые (агрегаты пород вскрыши, вмещающие породы).

Анализу пространственных соотношений минеральных агрегатов уделяется первостепенное внимание при решении проблем генезиса месторождений полезных ископаемых. При этом основная задача сводится к выяснению последовательности образования минеральных агрегатов (рис. 3.10), что позволяет сделать выводы об этапах и стадиях в образовании месторождений.



**Рис. 3.10.** Примеры возрастной последовательности образования минеральных агрегатов (цифры) в слоистых (А), крустификационных (Б) и жильных (В) текстурах

*Этап минералообразования* отвечает наиболее длительному промежутку времени в истории формирования месторождения, соответствующему определенному процессу минералообразования. Этапы бывают отделены друг от друга перерывами во времени и соответственно в минералообразовании. Например, в формировании Сарановского месторождения хромовых руд (Пермский край) можно выделить четыре этапа:

- магматический, когда шло образование магматических пород и руд;
- пневматолитовый автометасоматический этап, когда происходила серпентинизация гипербазитов;
- гидротермальный этап, когда образовывались жилы и прожилки кальцита с уваровитом, секущие тела хромовых руд;
- гипергенный этап, обусловивший выветривание месторождения и образование залежей валунчатых руд.

Внутри этапов выделяются *стадии минералообразования*. Стадии соответствуют времени образования одного минерального агрегата. Так, на Сарановском месторождении в пределах магматического этапа выделяют раннемагматическую стадию образования перидотитов и позднемагматическую стадию образования хромшпинелевых руд.

Минеральные агрегаты состоят из минеральных индивидов. *Минеральный индивид* – это физически и химически индивидуализированное твердое тело земной коры. Среди минералов различают: главные полезные (рудные), попутные полезные, неполезные (нерудные, жильные), вредные.

Например, на скарновых железорудных месторождениях главным полезным минералом является магнетит, попутными полезными могут быть халькопирит и кобальтсодержащий пирит, неполезными – пироксены, гранаты, вредными – пирит, халькопирит и другие серосодержащие минералы, а также минерал фосфора апатит.

Форма, размеры и пространственные соотношения минеральных индивидов характеризуются понятием *структура*. Анализ структур позволяет определить размеры полезных минералов, возможность отделения их от остальных минералов после дробления руды и выбрать оптимальные режимы обогащения. На основании исследования последовательности образования минералов устанавливаются их генерации (поколения). Исследование минерального состава полезного ископаемого дает возможность выявить формы нахождения в нём химических элементов.

### 3.2.4. Химический состав месторождений полезных ископаемых

Исследованием химического и изотопного состава месторождений полезных ископаемых занимается *геохимия месторождений полезных ископаемых*.

С позиций геохимии месторождение представляет собой аномальную концентрацию химических элементов, пригодную для эксплуатации. Среди химических элементов, содержащихся в полезных ископаемых, различают главные полезные, попутные полезные, которые могут извлекаться вместе с главными, вредные и инертные. Например, на титаномагнетитовых месторождениях главным полезным химическим элементом является железо, попутными – титан и ванадий, вредными – сера и фосфор, инертными – кремний и кальций.

Содержания химических элементов могут существенным образом изменяться в пространстве месторождений, что обуславливает необходимость контроля качества полезного ископаемого путём систематического химического опробования руд.

В процессе подготовки месторождения к эксплуатации важно выявить формы нахождения химических элементов в полезном ископаемом. Нахождение полезного элемента в составе самостоятельного минерала позволяет извлекать его методами обогащения, а нахождение полезного элемента в виде примеси в минерале делает технологию извлечения его более сложной. Формы нахождения элементов исследуются с применением современных прецизионных методов, таких как электронная микроскопия, микрозондовый анализ и др.

Выявление закономерностей распределения содержаний химических элементов и их изотопов в пространстве позволяет решать проблемы генезиса месторождений. Например, такие, как направление движения рудоносных флюидов, источники воды для образования месторождений. Решаются и практические вопросы планирования качества полезного ископаемого в недрах.

### 3.2.5. Физические свойства месторождений полезных ископаемых

Физические свойства характеризуют месторождения с двух сторон. Во-первых, они характеризуют свойства самого полезного ископаемого и окружающих горных пород, такие как плотность, намагниченность, радиоактивность и др. Определение подобных свойств необходимо для оценки качества полезного ископаемого.

Во-вторых, месторождения и их залежи благодаря специфическим физическим свойствам полезных ископаемых, сконцентрированных в них, создают аномалии в нормальных физических полях Земли. Аномалии физических полей, создаваемые месторождениями полезных ископаемых, исследуются разнообразными геофизическими методами. Они широко используются для поисков залежей полезных ископаемых.

## Глава 4

# МЕТОДОЛОГИЯ, ПРИНЦИПЫ И МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

### 4.1. Общая методология изучения месторождений

#### 4.1.1. Специфика месторождений полезных ископаемых как объектов исследования

В предыдущих главах было дано общее представление о месторождениях полезных ископаемых как геологических объектах, заключенных в недрах Земли и характеризующихся определенными свойствами. В настоящей главе рассмотрим месторождения как объекты исследования, остановимся на их специфике с этой точки зрения. Особенности месторождений как объектов исследования характеризуют следующие основные свойства: пространственность, многоуровненность, многопризнаковость, неповторимость и сложность, изменчивость во времени, относительная недоступность.

*Свойство пространственности* заключается в том, что месторождения располагаются в пространстве земной коры, занимая сами часть этого пространства.

*Многоуровненность* является отражением существования разнопорядковых неоднородностей в строении земной коры, обеспечивающих появление различных уровней распространения и строения месторождений, как это было показано выше (провинции, области, районы, поля распространения месторождений, сами месторождения, слагающие их тела полезных ископаемых, участки тел, минеральные агрегаты и индивиды).

*Многопризнаковость* обусловлена наличием разных уровней организации вещества месторождений (уровень геологических тел, минералов, химических элементов, физических полей), каждый из которых характеризуется специфическими, присущими только ему свойствами.

Месторождения – это редкие объекты геологической природы, они *неповторимы* и оригинальны. Даже при наличии каких-то общих черт с другими каждое месторождение имеет специфические черты, оно *сложно* и неповторимо и по положению в пространстве земной коры, и по разнообразию присущих ему признаков, и по изменчивости свойств в пространстве.

*Изменчивость во времени* заключается в длительной геологической истории существования месторождений, их возникновения, развития, преобразования и разрушения.

Еще один аспект рассматриваемых свойств заключается в расположении большинства месторождений на определенной глубине от поверхности земли и в связи с этим в *относительной недоступности* для визуальных наблюдений.

Таким образом, месторождения полезных ископаемых как объекты исследования представляют собой крупные пространственные многоуровневые многопризнаковые объекты, недоступные для непосредственных наблюдений.

#### 4.1.2. Особенности геологических наблюдений

Главной задачей изучения месторождений является определение их общего облика на разных уровнях строения и организации вещества. Для ее решения проводятся геологические наблюдения (определение положения тел полезных ископаемых в пространстве, их размеров,

содержаний минералов, химических элементов, значений физических свойств и т.п.). Специфику геологических наблюдений, обусловленную особенностями исследуемых объектов, характеризуют следующие основные свойства: дискретность, малообъемность, системность.

*Дискретность* (прерывистость) *наблюдений* связана с большими размерами месторождений и их относительной недоступностью. Это не позволяет изучать их непрерывно в пределах всего объекта и заставляет наблюдать дискретно, т.е. на отдельных небольших изолированных участках месторождения, вскрытых в естественных обнажениях или горных выработках.

*Малообъемность наблюдений* заключается в том, что их геометрическая база (размеры описываемых участков, размеры геологических проб, сфер влияния измерительных приборов и т.п.) несоизмеримо мала по сравнению с размерами самих изучаемых объектов.

*Системность исследований* обусловлена необходимостью получить целостное представление обо всем месторождении. Поэтому малообъемные дискретные наблюдения ведутся по определенной пространственной системе, которая предусматривает достаточно равномерное размещение пунктов наблюдений в пространстве.

#### 4.1.3. Моделирование как методология изучения месторождений, виды геологических моделей

Специфика месторождений полезных ископаемых как объектов исследования, специфика весьма локальных системных наблюдений, на основании которых создаётся целостное представление о них, обуславливают широкое применение моделирования как основы методологии изучения месторождений.

*Моделирование* – это замена реальных объектов образами, удобными для исследования. Модели месторождений по времени, которое они отражают, могут быть статическими и динамическими (рис. 4.1).

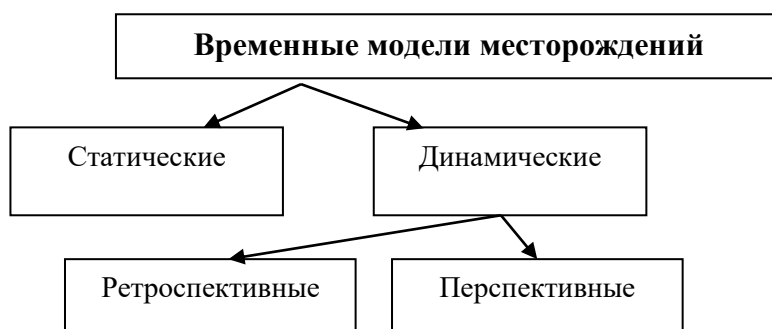


Рис. 4.1. Разновидности временных моделей месторождений

*Статические модели* отражают состояние месторождений на момент исследования. Они строятся на основе комплексного анализа всей совокупности геологической информации об объекте. Это обычно графические одно-, двух- или трехмерные пространственные модели, на которых показываются морфология и характер залегания тел полезных ископаемых, изменения в пространстве их вещественного состава и физических свойств.

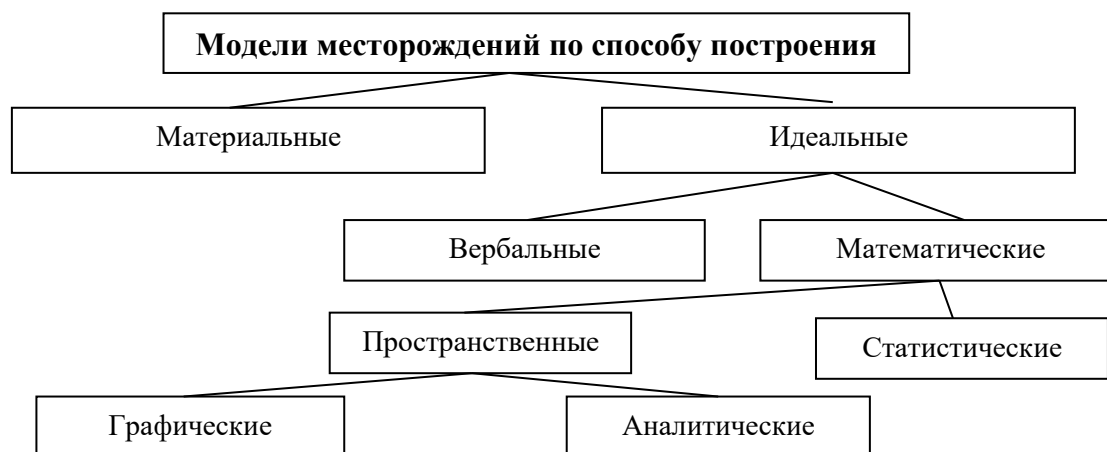
*Динамические модели* характеризуют изменение геологических и физико-химических условий формирования месторождения, а также изменения его строения и состава начиная от зарождения и образования до момента его отработки. Относительно некоторого фиксированного статического состояния динамические модели могут быть ретроспективными и перспективными. Построение динамических моделей базируется на статической модели, рассматриваемой в качестве фактологической основы, соответствующей состоянию месторождения на момент исследования.



*Ретроспективные модели* отражают условия и процессы возникновения, существования и преобразования месторождений в природных условиях и используются при решении теоретических вопросов геологической истории месторождений, т.е. это генетические модели.

*Перспективные модели* чаще всего используются при прогнозировании вероятной картины изменения месторождения в процессе его эксплуатации.

Модели месторождений по способу построения делят на материальные и идеальные (рис. 4.2).



**Рис. 4.2.** Разновидности моделей месторождений по способу построения

К *материальным* относятся вещественные модели месторождений, отражающие их морфологию.

Среди *идеальных моделей* выделяются *вербальные*, дающие характеристику объекта с помощью словесного описания, и *математические*, описывающие объект с помощью числовых характеристик, графических построений, аналитических формул.

*Статистические модели* дают обобщённое числовое описание объекта в отрыве от координат пространства, характеризуя частоту появления значений какого-либо свойства.

*Пространственные модели* соответствуют специфике месторождений полезных ископаемых как объектов исследования. Ценность пространственных моделей заключается в указании места, где происходит изменение свойства месторождения.

#### 4.1.4. Понятие о геологических полях залежей полезных ископаемых

Универсальной основой пространственного математического моделирования месторождений полезных ископаемых является *теория геологических полей*, основы которой были заложены П.К. Соболевским в 30-х гг. XX в. (Мягков, 1984).

*Геологическое поле* – пространство земной коры, каждому элементарному объёму которого может быть поставлено в соответствие определенное значение геологического свойства, являющееся для статических моделей функцией координат пространства, а для динамических моделей еще и времени (4.1).

$$U = F(x, y, z, t), \quad (4.1)$$

где  $U$  – геологическое поле (поле геологического свойства),

$x, y, z$  – координаты пространства,

$t$  – время,

$F(x, y, z, t)$  – функция, описывающая изменение геологического свойства в координатах пространства и времени.

Согласно теории геологических полей, любое тело полезного ископаемого может быть представлено в виде совокупности геологических полей, различным образом соотносящихся между собой и имеющих уровенное строение (4.2).

$$M = \{U_1, \dots, U_i, \dots, U_n\}, \quad (4.2)$$

где  $M$  – тело полезного ископаемого.

$U_i$  – поле  $i$ -го свойства,

$n$  – количество геологических полей.

Среди геологических полей в зависимости от уровня организации вещества могут быть выделены морфологические, вещественные и физические группы и их виды (рис. 4.3).



**Рис. 4.3.** Группы и виды геологических полей, используемые при моделировании месторождений полезных ископаемых

*Морфоструктурные поля* отражают изменение параметров тел полезных ископаемых, характеризующих внешние свойства залежей: форму поверхностей, степень и характер тектонической нарушенности, положение в пространстве. В общем виде, как известно, форма поверхности любого тела описывается следующим уравнением:

$$F_m(x, y, z) = 0, \quad (4.3)$$

где  $F_m$  – функция, описывающая поверхность тела.

На практике задача восстановления поверхностей решается методом графического моделирования, обычно в двумерном пространстве путем построения плоских сечений и проекций залежей. Для построения трехмерной модели на плоскости используется способ изолиний.

*Морфометрические поля* отражают количественные характеристики геометрии пространства залежей. Они показывают изменение размеров залежей и в первую очередь мощностей, площадей сечений и объемов их отдельных участков. Обобщающим морфометрическим показателем является объем ( $V$ ). Теоретически он должен вычисляться как интеграл функции, описывающей форму залежи полезного ископаемого (4.4):

$$V = \iiint F_m(x, y, z). \quad (4.4)$$

*Петрографические и литологические поля* характеризуют изменение в пространстве соотношений горных пород, слагающих месторождение, их текстурные и другие особенности.

*Минералогические поля* моделируют изменчивость свойств месторождений на уровне минеральных агрегатов и минералов: их количественные соотношения, текстурные и структурные свойства.

*Геохимические поля* отражают изменение содержаний химических элементов и их изотопов в пространстве.

Геофизические поля показывают изменение физических свойств залежей полезных ископаемых и создаваемые ими аномалии нормальных физических полей.

В настоящем пособии будут чаще всего характеризоваться морфоструктурные, петрографические, минералогические свойства залежей, используя вербальное (описательное) и графическое моделирование месторождений.

## 4.2. Принципы исследования месторождений

Принципы исследования – это наиболее общие исходные положения методики. Существуют три главных принципа, используемые при любых исследованиях месторождений: стадийности, аналогии, равномерности, а также еще два других принципа, учитываемые главным образом в производственной деятельности: полноты исследований и максимальной эффективности (рис. 4.4).



Рис. 4.4. Принципы исследования месторождений

**Принцип стадийности** отвечает иерархии уровней распространения и строения месторождений, переходу от общего к частному и необходимости рационального расходования финансовых средств. Плотность сети наблюдений при переходе к более детальному уровню увеличивается (рис. 4.5). Принцип отражён в Законе РФ «О недрах», где процесс геологического изучения недр подразделён на три этапа. Для выявления твердых полезных ископаемых процесс подразделяется в России на пять стадий (табл. 4.1). Стадии геологического изучения недр на нефть и газ несколько отличаются от стадийности изучения недр на твёрдые полезные ископаемые (табл. 4.2). В любом случае исследования переносятся на следующую стадию только в том случае, если работы предыдущей стадии позволили обосновать необходимость детализации исследований. Принцип стадийности используется во всём мире (табл. 4.3).

Таблица 4.1. Этапы и стадии процесса геологического изучения недр на твердые полезные ископаемые, исследуемые уровни распространения месторождений и выявляемые при этом категории прогнозных ресурсов (Р) и запасов (составлено на основании Положения ..., 1999)

Этап	Стадия	Уровень исследования	Категории
I. Работы общегеологического и минерагенического назначения	1. Региональное геологическое изучение недр и прогнозирование полезных ископаемых	Минерагеническая провинция, область	$P_3$
II. Поиски и оценка месторождений	2. Поисковые работы	Минерагенический район, узел, рудное поле	$P_2$
	3. Оценочные работы	Проявление, месторождение	$P_1$
III. Разведка и освоение месторождения	4. Разведка месторождения	Месторождение	$C_2, C_1,$
	5. Эксплуатационная разведка	Участок месторождения	$B, A$



**Рис. 4.5.** Схема, иллюстрирующая изменение площади работ при переходе от одной стадии к другой

**Таблица 4.2.** Этапы и стадии геологического изучения недр на нефть и газ (составлено на основании Временного положения ..., 2001, Классификации, 2013)

Этап	Стадия	Уровень распространения месторождений	Категории прогнозных ресурсов / запасов
I. Региональный	1. Прогноза нефтегазоносности	Провинции, субпровинции, бассейны и их части	D <sub>2</sub> прогнозируемые
	2. Оценки зон нефтегазонакопления	Нефтегазоперспективные зоны и зоны нефтегазонакопления	D <sub>1</sub> перспективные
II. Поисково-оценочный	3. Выявления объектов поискового бурения	Районы с установленной или возможной нефтегазоносностью	Дл локализованные
	4. Подготовки объектов к поисковому бурению	Выявленные ловушки	D <sub>0</sub> подготовленные
	5. Поиска и оценки месторождений (залежей)	Подготовленные ловушки, открытые месторождения и залежи	C <sub>2</sub> оценённые (на разрабатываемых B <sub>2</sub> )
III. Разведочный	6. Разведки и пробной эксплуатации	Промышленные месторождения (залежи)	C <sub>1</sub> разведанные (на разрабатываемых B <sub>1</sub> )

**Таблица 4.3.** Последовательность проведения поисково-разведочных работ за рубежом (Gocht и др., 1988, с изменениями)

Стадия
1. Составление программы (Program design)
2. Региональные поиски (Reconnaissance exploration)
3. Детальные поиски (Follow-up examination (exploration))
4. Оценка выявленного объекта (Prospect evaluation)

**Принцип аналогии** опирается на теорию формирования месторождений: в одинаковых геологических условиях могут образоваться одинаковые месторождения, т.е. он опирается на их ретроспективные модели. Согласно этому принципу в одинаковых геологических и физико-химических условиях могут образоваться близкие по строению и составу месторождения.

Принцип аналогии позволяет прогнозировать месторождения, их строение и состав. Прогноз осуществляется на основе комплекса поисковых предпосылок (критериев) и признаков.

**Поисковые предпосылки** – это геологические условия, позволяющие предполагать наличие месторождений полезных ископаемых. Они могут быть тектоническими, литологическими, петрологическими и т.п.

**Поисковые признаки** – это геологические факты, указывающие на наличие скоплений полезных ископаемых. Ими являются в основном выходы полезных ископаемых в естественных или искусственных обнажениях, минералогические, геохимические ореолы, реже геофизические аномалии.

**Принцип равномерности** вытекает из необходимости восстановления геологических полей по системе малообъемных дискретных наблюдений с равной достоверностью на всех участках исследуемой территории или залежи полезного ископаемого. Для реализации этого принципа на месторождении создается определенная система (сеть) наблюдений.

**Принцип полноты исследования** требует полного оконтуривания тела полезного ископаемого и его всестороннего изучения (не только состава и строения, но и горно-геологических и гидрогеологических условий, необходимых для составления технико-экономического обоснования дальнейших исследований или разработки месторождения).

**Принцип максимальной эффективности** отвечает экономическим требованиям производства. Согласно ему объем геологоразведочных работ должен быть минимальным по затратам труда и средств, но достаточным для решения основной задачи разведки – оценки количества, качества и условий залегания полезного ископаемого.

### 4.3. Методы исследования месторождений

Методы исследования месторождений целесообразно разделить на две большие группы: теоретические и эмпирические. Обе группы методов находятся в тесной взаимосвязи (рис. 4.6), ибо основой любой теории являются достоверные факты, полученные в результате наблюдений и экспериментов, а направление и методика выполнения эмпирических исследований полностью определяются хорошей теорией.

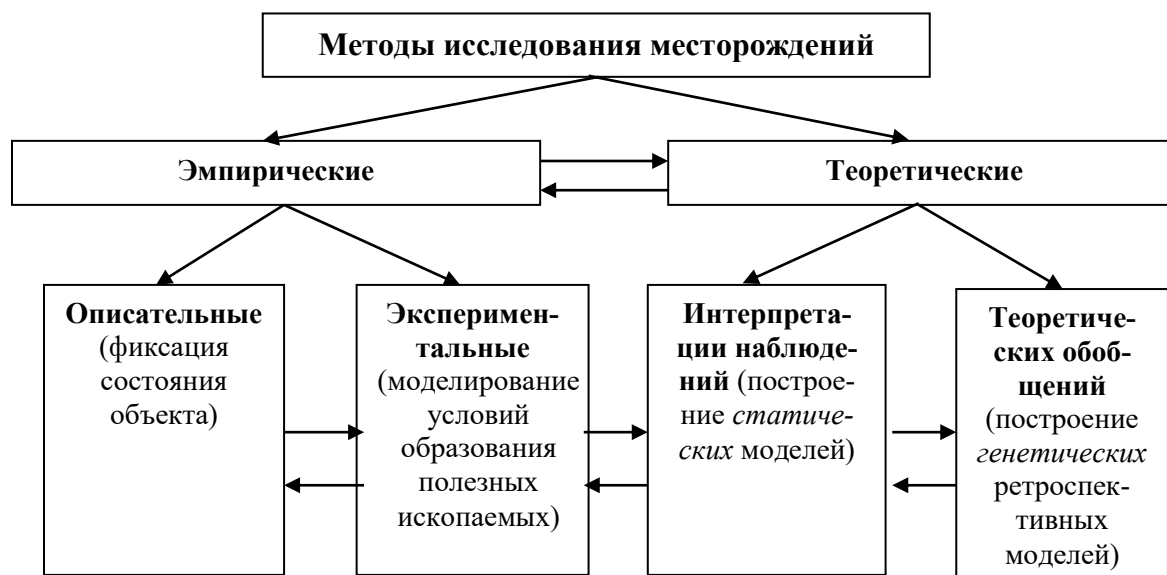


Рис. 4.6. Группы и подгруппы методов исследования месторождений полезных ископаемых

**Эмпирические методы** делятся на две подгруппы: описательные и экспериментальные. **Описательные методы** являются главными методами непосредственного прямого изучения месторождений и их свойств в пространстве земных недр. Они дают исходный материал для решения как практических вопросов освоения месторождений, так и теоретических вопросов их формирования. Задача описательных методов заключается в проведении наблюдений (из-

мерений) за свойствами месторождений. По результатам наблюдений осуществляется восстановление геологических полей, т.е. построение статических моделей.

*Экспериментальные методы* заключаются в основном в лабораторном моделировании физико-химических, механических и других условий образования полезных ископаемых. Основой экспериментов, в свою очередь, являются теоретические обобщения и представления, а также результаты наблюдений, выполненных описательными методами.

Среди **теоретических методов** на передний план выдвигается подгруппа *методов интерпретации* эмпирических данных. Они необходимы для построения статических моделей строения и состава тел полезных ископаемых. *Методы теоретических обобщений* используются для построения динамических моделей процессов формирования месторождений (генетических). Они призваны ответить на вопрос, почему именно в этом месте и каким образом появилось месторождение полезного ископаемого.

В зависимости от изучаемого уровня распространения, строения и организации вещества месторождений методы делятся на классы (табл. 4.4). Для решения прикладных задач используются классы комплексных инженерно-геологических, гидрогеологических методов исследований. Каждый класс методов содержит в качестве первоосновы эмпирическую часть, данные которой подвергаются интерпретации и теоретическим обобщениям. На основе обобщения результатов всей совокупности методов строятся генетические модели месторождений в целом.

**Таблица 4.4.** Классы методов исследования месторождений

Уровень распространения / строения месторождений	Область применения класса методов	Класс методов	Предмет исследования
Провинция полезного ископаемого – рудное поле		Минерагенический (металлогенический)	Геологические формации и структуры, объекты полезных ископаемых
Месторождение – тело полезного ископаемого		Геолого-структурный	Форма и условия залегания геологических формаций, месторождений, тел полезных ископаемых (морфоструктурные и морфометрические поля)
Агрегат минералов – минеральный индивид		Минералогический, петрографический, литологический	Горные породы, полезные ископаемые, минералы (минералогические поля)
Химические свойства		Геохимический	Химические элементы и изотопы пород и полезных ископаемых (геохимические поля)
Физические свойства		Геофизический	Физические свойства горных пород и полезных ископаемых, геофизические поля

*Класс минерагенических методов* применяется для выявления закономерностей в размещении месторождений. Класс включает анализ палеотектонических обстановок, анализ формаций горных пород и полезных ископаемых, выявление региональных и локальных факторов, контролирующих размещение месторождений. Применение методов позволяет прогнозировать месторождения и их свойства.

*Класс геолого-структурных методов* используется для выявления формы и условий залегания геологических тел. Геолого-структурные методы применяются для восстановления морфоструктурных и морфометрических полей месторождений и залежей полезных ископаемых.

емых. Они широко используются и при минерагенических исследованиях для выявления особенностей залегания тел горных пород, геологических формаций и их комплексов. Основу геолого-структурных методов составляет геологическое картирование.

*Класс минералого-петрографических и литологических методов* включает методы исследования породно-минерального уровня организации вещества месторождений. Они выполняются путем специальных минералогических наблюдений, минералогического опробования и последующего изучения материала проб. Сущность их заключается в диагностике минералов, выяснении особенностей их состава, изучении текстуры и структуры полезных ископаемых и горных пород. Они характеризуют минералогические особенности тел полезных ископаемых и вмещающих их горных пород, месторождений, рудных полей, районов, областей и провинций.

*Класс геохимических методов* применяется для исследования химического и изотопного состава вещества месторождений, осуществляемого путем проведения химического опробования и последующего измерения содержаний химических элементов в пробах. По результатам измерений выявляются закономерности в изменении химического состава минералов, тел полезных ископаемых, месторождений, районов, областей и т.п. в пространстве. Восстанавливаются геохимические поля залежей полезных ископаемых.

*Класс геофизических методов* позволяет измерять физические свойства геологических тел, восстанавливать их физические поля и косвенно определять некоторые другие свойства месторождений, в частности, геохимические, минералогические и морфоструктурные. Так, по результатам радиометрической съемки определяются содержания U, Th, Ra, K, по результатам магнитометрической съемки – содержания магнетита и т.п. Методы применяются на всех уровнях распространения и строения месторождений.

Из изложенного следует, что каждый последующий класс методов (табл. 4.4) может применяться для изучения предыдущих уровней организации вещества, но не может использоваться для исследования нижележащих уровней. Так, предметом изучения геофизических методов являются физические поля. Поскольку на особенности их строения влияют распределение химических элементов и минералов, положение тел полезных ископаемых в месторождении, геофизические методы широко используются на разных уровнях строения и распространения месторождений.

В заключение краткой характеристики методов исследования необходимо подчеркнуть, что основная информация о месторождениях полезных ископаемых получается путем проведения производственных работ по обнаружению, изучению и эксплуатации месторождений. При этом применяются специальные комплексы методов: поиски и разведка месторождений полезных ископаемых.

*Поиски месторождений полезных ископаемых* – это работы, выполняемые для обнаружения скоплений полезных ископаемых и их прогнозной геолого-экономической оценки.

*Разведка месторождений полезных ископаемых* – это работы, выполняемые для выявления пространственной изменчивости геолого-промышленных параметров (свойств) месторождений и их участков с целью промышленной оценки и выбора рентабельного способа разработки.

## Глава 5

# НАУКА О ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

## 5.1. Определение и подразделения науки о полезных ископаемых

Приведенный выше краткий обзор сведений об уровнях распространения и строения месторождений, методах и принципах их изучения позволяет сформулировать следующее определение науки о месторождениях. **Геология месторождений полезных ископаемых** – это область геологической науки, изучающая размещение, строение, состав и условия формирования месторождений.

В процессе своего развития наука о полезных ископаемых дифференцировалась. Сформировались две её крупные части: общая и специальная. В общей части рассматриваются типовые статические и ретроспективные модели генетических групп месторождений полезных ископаемых. В специальной части характеризуются модели месторождений отдельных видов полезных ископаемых (табл. 5.1). Для каждого вида рассматриваются экономика минерального сырья, особенности геохимии и минералогии, промышленные генетические типы месторождений, закономерности размещения в земной коре.

**Таблица 5.1.** Разделы и подразделы специальной части науки о полезных ископаемых

Уровень распространения и строения месторождений	Предмет исследования месторождений	Разделы			
		Геология рудных и нерудных месторождений	Геология угля и горючих сланцев	Нефтегазовая геология	Гидрогеология
		Подразделы			
Провинция, область, район	Закономерности размещения	Минерагения (металлогения)	Минерагения углей и горючих сланцев	Нефтегазовая минерагения	Региональная гидрогеология
Поле, месторождение, тело полезного ископаемого	Строение и залегание тел	Структуры рудных полей и месторождений	Геология угольных бассейнов и месторождений	Структуры нефтегазовых месторождений	Гидрогеологические структуры
Агрегат минералов, минерал	Породы, вмещающие полезные ископаемые	Околорудные изменения горных пород	Литология угольных месторождений	Нефтегазовая литология	Литология водоносных отложений
	Полезные ископаемые	Минераграфия (минералогия)	Углетрография	Учение о нефти	Учение о природных водах
Химический состав	Полезные ископаемые	Геохимия полезных ископаемых	Геохимия ископаемых углей	Геохимия нефти и газа	Гидрохимия
Физические свойства	Полезные ископаемые, вмещающие породы	Рудная геофизика	Геофизика угольных месторождений	Нефтегазовая геофизика	Геофизические исследования подземных вод
Провинция – химические свойства	Процессы образования месторождений	Генетическая геология месторождений	Происхождение углей	Происхождение нефти	Образование подземных вод



Специальная часть состоит из четырех крупных разделов: геология рудных и нерудных месторождений, геология угля и горючих сланцев, геология нефти и газа, гидрогеология. В зависимости от предмета исследования и изучаемого уровня распространения и организации вещества месторождений каждый раздел делится на подразделы, многие из которых получили самостоятельное название и развитие (см. табл. 5.1).

## 5.2. Цель и задачи науки

*Цель науки о месторождениях полезных ископаемых* – разработка теории образования и размещения месторождений. Создание теории является сложной проблемой, связанной с восстановлением геологических и физико-химических процессов по конечным продуктам, которыми являются концентрации полезных ископаемых. Эти процессы развивались в течение длительного геологического времени в недрах Земли при неясных физико-химических условиях. Наука о месторождениях постепенно приближается к созданию своей теории, формулируя и отвергая гипотезы формирования месторождений, а также причин их размещения в геологическом пространстве.

Выводы теории служат основой поисков и разведки месторождений, имеют большое значение в горном деле.

Для достижения сформулированной цели наука о полезных ископаемых решает следующие задачи.

1. Выявление закономерностей локализации месторождений в земной коре для целенаправленного ведения поисковых работ.

2. Изучение и обобщение геологического строения и вещественного состава месторождений для прогнозирования свойств новых месторождений.

3. Моделирование условий образования месторождений полезных ископаемых для выяснения их генезиса.

При этом в первую очередь обращается внимание на экономически значимые объекты:

- месторождения в районах действующих горно-добывающих предприятий;
- месторождения топливно-энергетических ресурсов: нефти, газа, коксующихся углей, урана, а также высококачественных руд для черной и цветной металлургии, сырья для производства минеральных удобрений, строительных материалов и подземных вод;
- месторождения высоколиквидных полезных ископаемых: благородных металлов, алмазов и др.

4. Геологическое обеспечение разработки месторождений при комплексном использовании полезных ископаемых с извлечением наряду с главным попутных полезных ископаемых и компонентов и уменьшении воздействия на окружающую природную среду.

## 5.3. Связь с другими науками

Геология месторождений полезных ископаемых – наука синтетическая. При решении вопросов размещения месторождений она опирается на геотектонику, региональную геологию, историческую геологию; при изучении строения месторождений – на структурную геологию, геокартирование, геоморфологию, геофизику; при исследовании вещественного состава – на минералогию, петрографию, геохимию; при выяснении вопросов генезиса – на химию, физическую химию, геохимию (рис. 5.1). При анализе фундаментальных проблем генезиса месторождений она опирается на физические законы, математическое моделирование.

В своей прикладной части она тесно связана с наукой о поисках и разведке полезных ископаемых, являясь её теоретической основой, с экономикой минерального сырья.

Решаемые проблемы



**Рис. 5.1.** Связи геологии месторождений полезных ископаемых с другими науками и решаемые с их помощью вопросы

Характеристика предмета «Геология месторождений полезных ископаемых» показывает, как велико практическое и теоретическое значение настоящего учебного курса в системе геологического и общего образования.

## Глава 6

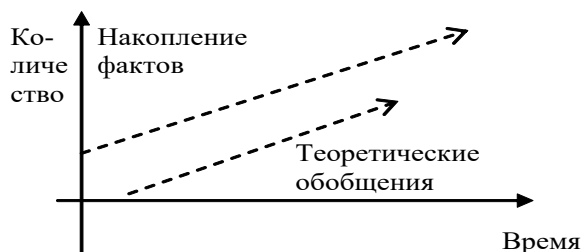
# ИСТОРИЯ НАУКИ О ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

## 6.1. Общие тенденции

Формирование знаний о полезных ископаемых тесно связано с историей человечества и прежде всего с развитием производства. Периоды резкого увеличения объемов производства, нуждавшегося в минеральном сырье, сопровождались периодами расцвета науки о месторождениях (Старостин, 2014).

Развитие науки о полезных ископаемых тесно связано с развитием науки и культуры вообще и естественных наук в частности. Становление мировой науки происходило на фоне её дифференциации по отраслям знаний и обособления геологической науки, затем «отпочкования» от нее науки о месторождениях полезных ископаемых и разграничения последней на современные разделы.

В истории геологии полезных ископаемых четко прослеживаются две линии, идущие параллельно: это, во-первых, накопление эмпирических фактов, связанных с освоением месторождений и совершенствованием методов их исследования, и, во-вторых, разработка теоретических обобщений, связанных с достижением главной цели науки о месторождениях – разработки теории формирования и размещения месторождений (рис. 6.1). Вторая линия иногда забегала вперед, иногда отставала, но, по образному выражению Б.Дж. Скиннера и П.К. Симса (1987), она представляет собой завораживающую картину эволюции идей, касающихся того, как, где и когда формировались минеральные месторождения.



**Рис. 6.1.** Две линии развития науки о месторождениях полезных ископаемых: теоретическая и эмпирическая

В истории науки о полезных ископаемых В.И. Смирновым (1987) выделены 5 главных периодов: древнейший, древний, средневековый, новый и новейший.

## 6.2. Древнейший и древний периоды

**Древнейший**, первобытно-общинный период (800–100 тыс. лет до н.э. – I тыс. до н.э.) – период раннего знакомства человека с месторождениями полезных ископаемых. Даже названия исторических последовательностей – каменный, бронзовый, железный века – свидетельствуют об использовании людьми минерального сырья. Человек начал приспосабливать камни для строительства, извлечения металлов и для изготовления орудий труда.

**Древний** рабовладельческий период (I тыс. до н.э. – V в. н.э.) – время ранних философских суждений в области естествознания. В этот период большое значение имели труды древнегреческих философов Фалеса Милетского (624–547 г. до н.э.) и Гераклита Эфесского (544 – 474 г. до н.э.). Фалес считал субстанцией, образующей мир, воду, а Гераклит первоначальной сущностью вещей считал огонь. Можно полагать, что своими суждениями они заложили две генеральные концепции в науках о Земле – нептунистическую и плутонистическую. Описания минеральных веществ и их классификацию одним из первых опубликовал Аристотель (384–322 г. до н.э.). Его ученик Теофраст (371–286 г. до н.э.) создал трактат «О камнях».

### 6.3. Средневековый период

Средневековый (феодальный) период (V–VI – XVI–XIX в.) отчетливо разделяется на три части: раннее, среднее и позднее Средневековье.

#### 6.3.1. Раннее Средневековье (V–VI – XIV в.)

В раннем Средневековье центр цивилизации находился в Средней Азии (Багдадский арабский халифат). Выдающиеся представители среднеазиатского аристотелизма Абу-Али ибн-Сина (Авиценна) (980–1037) и Ал-Бируни (973–1050) (рис. 6.2) в своих трудах достигли наибольшей глубины знаний о полезных ископаемых.



Рис. 6.2 А. Абу-Али ибн-Сина (Авиценна)  
(980–1037)



Рис. 6.2 Б. Ал-Бируни (973–1050)

أبو الريحان محمد بن أحمد  
البيروني

كتاب في الجواهر  
معرفة الجواهر



دار النشر لجميع العلوم في الاتحاد السوفياتي  
١٩٦٣

АБУ-Р-РАЙХАН МУХАММЕД ИБН АХМЕД  
АЛ-БИРУНИ

СОБРАНИЕ СВЕДЕНИЙ  
ДЛЯ  
ПОЗНАНИЯ ДРАГОЦЕННОСТЕЙ  
(МИНЕРАЛОГИЯ)

ПЕРЕВОД А.М.БЕЛЕНИЦКОГО  
РЕДАКЦИЯ [ПРОФ. Г.Г.ЛЕЙММАЙНА],  
ПРОФ. Х.К.БАРАНОВА и А.А.ДОЛИНИНОЙ  
СТАТЬИ И ПРИМЕЧАНИЯ А.М.БЕЛЕНИЦКОГО  
и Г.Г.ЛЕЙММАЙНА



ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР  
1963

Рис. 6.3. Титул книги Ал-Бируни

Ал-Бируни родился в Хорезме на территории современного Узбекистана и написал в 1048 г. книгу «Собрание сведений для познания драгоценностей (Минералогия)» (рис. 6.3). В ней изложены способы диагностики и классификация минералов, описания месторождений драгоценных камней и руд, способы добычи и обработки полезных ископаемых, экономика.

### 6.3.2. Среднее Средневековье – эпоха Ренессанса (XIV – начало XVIII в.)



Рис. 6.4. Георг Бауэр

**Западная Европа.** В середине Средневековья центр знаний переместился в Европу, зародилась наука о природе минеральных месторождений. Известным европейским ученым Средневековья был Георг Бауэр (Bauer, Агрикола) (1494–1555), работавший в Иохимстале (Яхимов, Чехия) и Хемнице (Германия). На примере Рудных гор – крупнейшего горнорудного района Средневековья, а также в результате обобщения трудов античных ученых он написал серию книг, из которых наиболее известна «О горном деле и металлургии» (1556). В ней он описал тела полезных ископаемых и дал их классификацию, указал приемы их поисков и разведки. Главной созидательной силой Земли Агрикола считал воду.

**Россия.** 1584 г. Иван Грозный создаёт Государев Приказ Каменных дел для сбора сведений о полезных ископаемых. Снаряжались правительственные экспедиции. В частности, в 1620 г. в пермских песчаниках Предуралья были обнаружены медные руды.

Наибольшего расцвета горная промышленность России достигла при Петре I (1672–1725). В 1700 г. Петр I учреждает Приказ Рудокопных дел. От этой даты ведется отсчет истории государственной геологической службы современной России.

В 1721 г. на Урале при Кунгурском, Уктусском и Алапаевском заводах были открыты горнозаводские школы.

В 1723 г. на базе медистых песчаников В.Н. Татищевым и В.И. Генниным (рис. 6.5) – авторами трудов о полезных ископаемых Урала – на р. Каме закладывается казенный Егошинский медеплавильный завод. От этой даты берёт начало г. Пермь.

При Петре I Россия вышла на первое место в мире по производству железа, меди и свинца.



Рис. 6.5 А. Василий Никитич Татищев  
(1686–1750)



Рис. 6.5 Б. Виллим Иванович Геннин  
(Georg Wilhelm de Gennin, 1676–1750)

## 6.3.3. Позднее Средневековье (XVII–XVIII – середина XIX в.)

**В Западной Европе** появились теоретические взгляды на происхождение горных пород и месторождений. Они развились в виде двух противоречивых концепций – непутизма и плутонизма. Лидер плутонистов шотландский ученый Джеймс Хеттон в 1795 г. опубликовал книгу, в которой сформулировал гипотезу о ведущей роли внутриземного жара в поверхностных и глубинных процессах, об образовании месторождений путем магматических инъекций.



**Рис. 6.6 А.** Джеймс Хеттон  
(James Hutton, 1726–1797)



**Рис. 6.6 Б.** Абраам Готтлоб Вернер  
(Abraham Gottlob Werner, 1749–1817)

Противоположные взгляды высказывал Абраам Готтлоб Вернер – продолжатель и защитник идей Агриколы. В 1791 г. он писал, что все месторождения образовались из вод, просачивающихся сверху от мирового океана. А.Г. Вернер преподавал во Фрайбергской горной академии (Саксония) и исследовал месторождения Рудных гор. Академия была основана в 1765 г. на базе созданной в 1733 г. химической лаборатории И.Ф. Генкеля. В этой лаборатории в 1739–1740 гг. обучался М.В. Ломоносов.

**В России** основы теории рудообразования были заложены в трудах М.В. Ломоносова. Он познакомился с месторождениями полезных ископаемых во время заграничной научной стажировки в 1736 – 1741 гг. в Рудных и Богемских горах и Гарце. Из его трудов наиболее известны «Слово о рождении металлов от трясения земли» (1757), «Первые основания металлургии или рудных дел» (1763), «О слоях земных» (1763). М.В. Ломоносов считал осадком морских соленых вод, образование угля связывал с углефикацией торфа, нефти приписывал органическое происхождение. Он считал, что нерудные минералы в рудных жилах осаждались в трещинах из подземных водных растворов, а металлические соединения приносились в них парами серы и мышьяка. Образование россыпей объяснял разрушением коренных месторождений. Он не придерживался односторонних непутистических или плутонистических представлений, характерных для западно-европейских ученых.



**Рис. 6.7.** Михаил Васильевич  
Ломоносов (1711–1765)

В этот же период описанием и систематизацией месторождений в России занимались ученые Петербургской академии наук (основана в 1724 г. Петром I) и участники организованных ею академических экспедиций. С.П. Крашенинников (1711–1755) исследовал геологию Камчатского п-ова (1737–1742 гг.), описал вулканы, термальные источники, минералы (Описание земли Камчатки, 1755). И.И. Лепехин (1740–1802) руководил экспедициями в Поволжье, на



Урал и север Европейской России в 1768 – 1772 гг. (Дневные записки путешествия ..., 1771–1805). П.С. Паллас (1741–1811) в 1768 – 1774 гг. описал месторождения Нижнего Поволжья, Алтая, Урала. Он исследовал железные руды г. Качканар (Путешествие по ..., 1773 – 1788).

Центрами научных исследований были Московский университет (основан в 1755), Санкт-Петербургское горное училище (с 1773) и Санкт-Петербургский университет (с 1820). Санкт-Петербургское горное училище – это первое учебное заведение в России, готовившее горных инженеров. Их труды продолжили развитие науки о месторождениях от первоначально негипотетической концепции к объективным представлениям об образовании месторождений.

## 6.4. Новый период, мировые научные школы (XIX – первая половина XX в.)

Новый (капиталистический) период благодаря интенсивному развитию промышленности и росту потребности в минеральном сырье характеризуется широким распространением геологических исследований, особенно в Европе и Северной Америке. В теоретическом плане в науке происходит отход от крайних представлений плутонизма и негипотетизма. В течение нового периода в мире сложилось 5 основных мировых центров (школ) в области геологии полезных ископаемых: немецкая, французская, российская, американская, японская.

**Немецкая школа** – старейшая в мире – берет начало от исследований Агриколы и Вернера. Для нее характерно развитие физико-химического и минералогического направлений.

Крупным представителем физико-химического направления является швейцарец Пауль Ниггли (рис. 6.8,А), разработавший идею последовательного образования пегматитов, пневматолитов и гидротермалитов на основании анализа физико-химической системы вода – силикатный расплав. Идеи Ниггли поддерживал Ханс Шнейдерхен (1887–1962) – автор книги «Рудные месторождения» (1958). Он выделял плутоническую и вулканическую группы гидротермальных месторождений.

Минералогический, точнее минераграфический, раздел в науке о полезных ископаемых нашёл свое развитие и оформление в трудах Пауля Рамдора (рис. 6.8,Б) и его главной книге «Рудные минералы и их сростания» (1962).



Рис. 6.8 А. Пауль Ниггли  
(Paul Niggli, 1888–1953)



Рис. 6.8 Б. Пауль Рамдор  
(Paul Ramdohr, 1890–1985)



**Рис. 6.9 А. Эли де Бомон**  
(Elie de Beaumont, (1798–1874))



**Рис. 6.9 Б. Л. де Лоне**  
(Lui de Launay, 1860–1938)

Основоположниками *французской школы* были Эли де Бомон и Л. де Лоне. Эли де Бомон (рис. 6.9, А) в 1847 г. обосновал гидротермальную теорию происхождения рудных месторождений, а де Лоне в 1897 г. ввел в науку термин «гидротермальные месторождения». Они доказали магматогенное происхождение гидротерм. Л. Де Лоне (рис. 6.9, Б) явился основателем металлогенического направления в исследовании месторождений. Он предложил термин «металлогения» в 1892 г.

*Российская научная школа*, как отмечает В.И. Смирнов (1965), характеризуется исследованием связей процессов образования месторождений с геологической средой. Ее основы были заложены сотрудниками Геологического комитета (1882). С 1885 г. его возглавлял А.П. Карпинский (рис. 6.10, А) – автор первого в России учебника. Высокий теоретический уровень науки о месторождениях в России отражен в учебниках Ф. Ю. Левинсон-Лессинга (рис. 6.11), в двухтомнике К.И. Богдановича (рис. 6.10, Б) «Рудные месторождения» (1913).

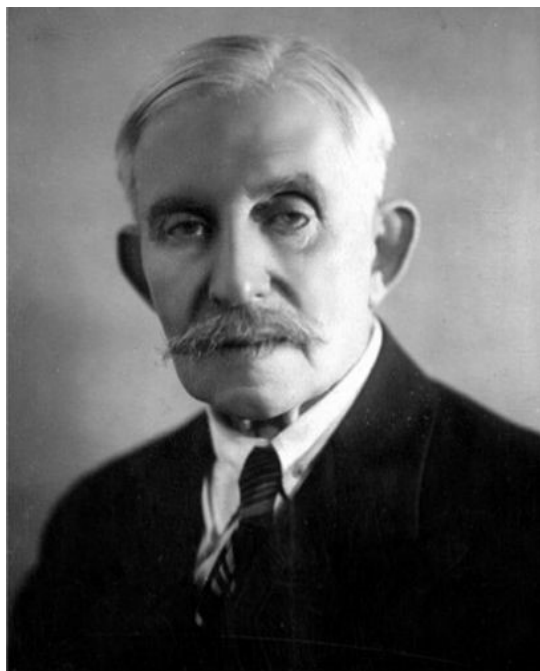


**Рис. 6.10 А. Александр Петрович Карпинский**  
(1847–1936)

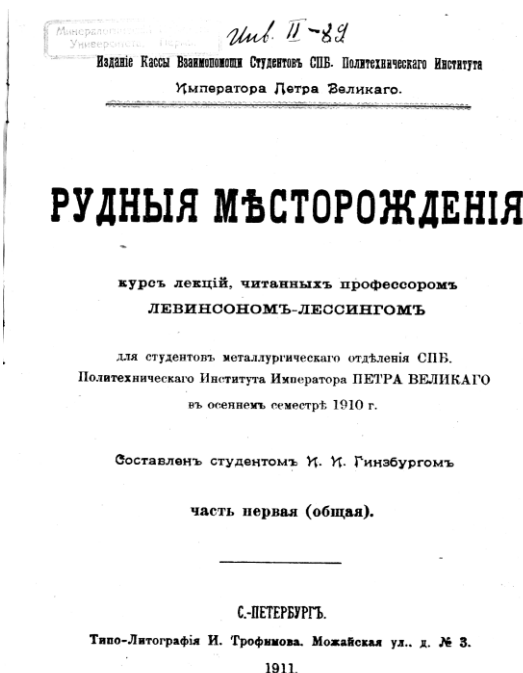


**Рис. 6.10 Б. Карл Иванович Богданович**  
(1864–1947)





**Рис. 6.11 А.** Академик Франц Юльевич Левинсон-Лессинг (1861 – 1939)



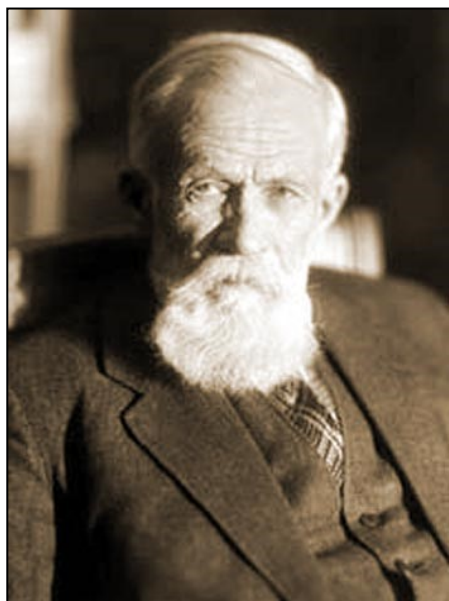
**Рис. 6.11Б.** Титул курса лекций Ф.Ю. Левинсон-Лессинга, 1911 г.

В 1916 г. открывается Пермское отделение Петроградского университета, где на физико-математическом факультете организуется кафедра минералогии и геологии. Тем самым даётся начало высшему геологическому образованию на Урале. Заведующим кабинетом минералогии, а затем до 1921 г. кафедрой минералогии был приват-доцент, магистр минералогии и геогнозии, будущий академик АН СССР, лауреат Ленинской премии А.А. Полканов (рис. 6.12). Основанная им кафедра теперь называется кафедрой минералогии и петрографии. В 2016 г. она отметила своё столетие.

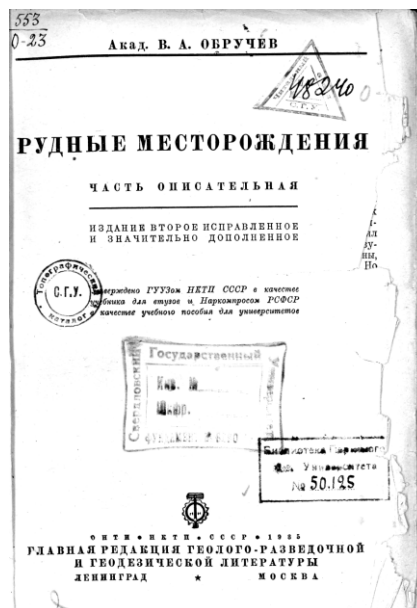


**Рис. 6.12.** Александр Алексеевич Полканов (1888 – 1963) – основатель кафедры минералогии и петрографии Пермского государственного национального исследовательского университета, академик, лауреат Ленинской премии за разработку K-Ar метода определения абсолютного возраста горных пород (совместно с Э.К. Герлингом)

На Урале крупным специалистом по геологии месторождений золота и платины был Н.К. Высоцкий (1864–1932). Признанным исследователем золоторудных месторождений Сибири и основателем металлогенического направления в России является В.А. Обручев (рис. 16.13).



**Рис. 6.13 А. Владимир Афанасьевич Обручев**  
(1863–1956)



**Рис. 6.13 Б. Титул учебника В.А. Обручева,**  
1935

Наибольшего развития наука о полезных ископаемых в России получила в 20–40-х гг. XX в., когда потребовалось в короткие сроки обеспечить минеральным сырьем развивающуюся промышленность СССР. Произошла глубокая дифференциация науки и производства по видам полезных ископаемых.



**Рис. 6.14 А. Павел Иванович Степанов**  
(1880 – 1947)



**Рис. 6.14 Б. Иван Михайлович Губкин**  
(1871 – 1939)

Крупный вклад в геологию и минерагению угольных месторождений внес П.И. Степанов, нефтяных – Иван Михайлович Губкин (рис. 6.14).

В области геологии металлических полезных ископаемых А.Н. Заварицким были рассмотрены проблемы генезиса и строения магматических месторождений, А.Е. Ферсманом сформулирована магматогенная гипотеза образования пегматитовых месторождений, Д.С. Коржинским – инфильтрационно-диффузионная гипотеза образования скарнов.



**Рис. 6.15 А.** Александр Николаевич Заварицкий  
(1884–1952)



**Рис. 6.15 Б.** Дмитрий Сергеевич Коржинский  
(1899–1987)

Важный вклад в исследования гидротермальных месторождений внесли А.Г. Бетехтин (1897–1962), С.С. Смирнов (1895–1947), месторождений выветривания – И.И. Гинзбург (1882–1965), осадочных – Н.М. Страхов (1900–1978).



**Рис. 6.16 А.** Анатолий Георгиевич Бетехтин  
(1897–1962)



**Рис. 6.16 Б.** Илья Исаакович Гинзбург  
(1882–1965)

Крупным специалистом по неметаллическим полезным ископаемым был П.М. Татарinov (1895–1976). Под его авторством и редакцией издавались учебники по геологии месторождений полезных ископаемых.



**Рис. 6.17 А.** Павел Михайлович Татаринov  
(1895 – 1976)



**Рис. 6.17 Б.** Николай Михайлович Страхов  
(1900–1978)

Геохимическое направление в изучении месторождений закладывалось трудами В.И. Вернадского и А.Е. Ферсмана. В.И. Вернадский первым среди ученых обратил внимание на необходимость использования урановых руд. Ещё в начале 1911 г. он инициировал организацию экспедиций по исследованию урановых руд на Урал и в Среднюю Азию.



**Рис. 6.18 А.** Владимир Иванович Вернадский  
(1863–1945)



**Рис. 6.18 Б.** Александр Евгеньевич Ферсман  
(1883–1945)

*Минерагеническое направление* в науке о полезных ископаемых развивалось Ю.А. Билибиным (1901–1952), С.С. Смирновым (1895–1947) и В.И. Смирновым (1910–1988).



**Рис. 6.19 А.** Юрий Александрович Билибин  
(1901–1952)



**Рис. 6.19 Б.** Владимир Иванович Смирнов  
(1910–1988)

Интенсивное развитие науки о полезных ископаемых в СССР помогло решить задачу обеспечения страны собственным минеральным сырьем и победить в Великой Отечественной войне 1941 – 1945 гг. Промышленность царской России полностью зависела от импорта минерального сырья. По подсчетам В.И. Вернадского, русская промышленность в 1916 г. использовала только 14 химических элементов, добывавшихся из отечественных месторождений, а запасы были установлены только для 4 из них.

В 80-х годах XX в. СССР занимал ведущее место в мире по запасам 18 видов полезных ископаемых: угля, нефти, природного газа, железа, хрома, марганца, свинца, никеля, кобальта, вольфрама, молибдена, сурьмы, алмазов, серы, калийных солей, апатита, асбеста.

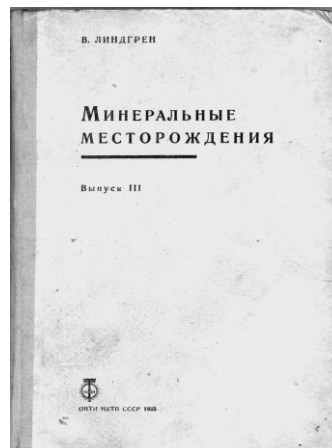
**Американская школа**, сформировавшаяся позже европейских, отличалась развитием геолого-структурного и экспериментального направлений исследований. Её выдающимися представителями были Вольдемар Линдгрэн (1860–1939), Вильям Эммонс (1876–1948), Алан Бэтман (1889–1971). Их труды и учебники о месторождениях были переведены на русский язык, и первые советские геологи учились по ним (рис. 6.20, 6.21, 6.22).

В 1906 г. В. Линдгрэн (рис. 6.20) на X сессии Международного геологического конгресса предложил подразделение гидротермальных месторождений по температуре образования

на 3 класса: эпитермальный ( $50\text{--}200^{\circ}\text{C}$ ), мезотермальный ( $200\text{--}300^{\circ}$ ), гипотермальный ( $300\text{--}500^{\circ}$ ), которое было принято во всем мире.

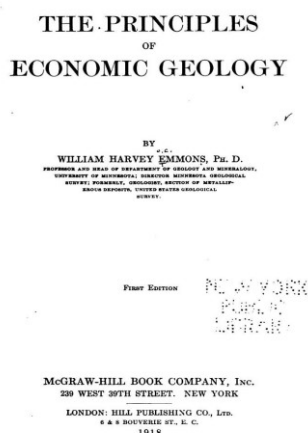


**Рис. 6.20 А.** Вольдемар Линдгрэн (Waldemar Lindgren, 1860–1939)

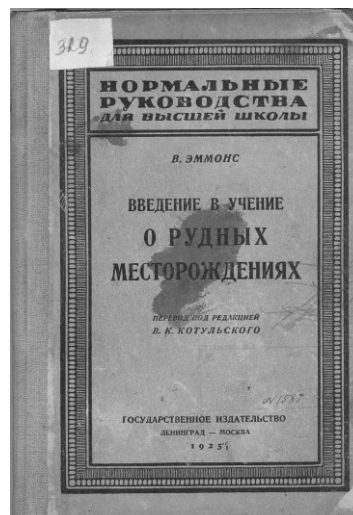


**Рис. 6.20 Б.** Обложка книги В. Линдгрена, переведенной на русский язык в 1935 г.

Сторонником магматического происхождения гидротермальных растворов и месторождений был В. Эммонс (рис. 6.21), разработавший теорию гипогенной и гипергенной зональности месторождений полезных ископаемых.



**Рис. 6.21 А.** Титульный лист книги В. Эммонса (William Harvey Emmons), изданной в 1918 г.



**Рис. 6.21 Б.** Обложка книги В. Эммонса, переведенной на русский язык в 1925 г.

Важнейшее значение для консолидации геологов вокруг американской школы имела организация в 1906 г. издания журнала «Economic Geology», получившего мировую известность (рис. 6.22). Длительное время редактором журнала был А. Бэтман – автор крупной монографии «Economic mineral deposits» (1942), которая под редакцией В.М. Крейтера была издана на русском языке в 1949 г. под названием «Промышленные минеральные месторождения».

Экспериментальные минералогические исследования были сосредоточены в организованной в 1905 г. Геофизической лаборатории Института Карнеги в Вашингтоне. В ней работал Норман Боуэн (1887–1956), создавший модель образования магматических пород и руд по способу кристаллизационной дифференциации (ряд Боуэна).



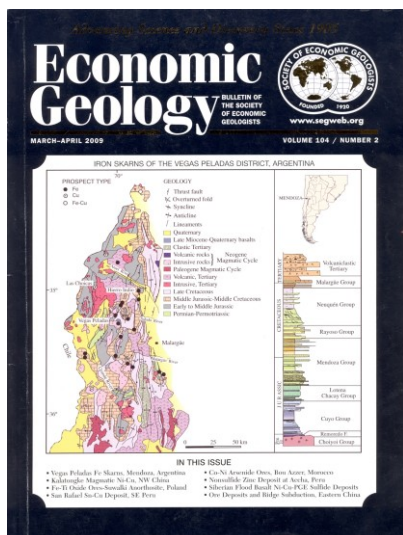


Рис. 6.22 А. Обложка одного из номеров журнала *Economic Geology* за 2009 г., основанного в 1906 г.



Рис. 6.22 Б. А. Бэтман (Alan M. Bateman, 1889 – 1971) – редактор журнала *Economic Geology*



Рис. 6.23 А. Норман Боуэн (Norman Levi Bowen, 1887–1956)



Рис. 6.23 Б. Пётр Николаевич Чирвинский (1880–1955) – профессор, заведующий кафедрой петрографии Пермского госуниверситета

Экспериментальное направление было модным в начале века также в Европе и в России. Молодой российский ученый П.Н. Чирвинский (1880 – 1955), в последующем профессор Пермского университета, посвятил свою дипломную работу «Искусственное получение минералов в XIX столетии» (1903) этой проблеме и получил за неё золотую медаль Киевского университета.

**Японская геологическая школа** возникла в конце нового периода. Её представители Такео Ватанабе, Тацуо Тацуми и другие расшифровали механизм возникновения субмаринных вулканогенных гидротермально-осадочных колчеданных руд типа куроко. Они участвовали в обосновании концепции тектоники плит.

## 6.5. Новейший период (2-я половина XX – начало XXI в.)

Новейший период развития мировой науки о месторождениях характеризуется постепенным стиранием граней между научными школами, интернационализацией науки. Современный период развития мировой науки о месторождениях отличается большими изменениями

в теории и практике, обусловленными развитием геологоразведочных работ, геохимии и идей тектоники плит (Скиннер, Симс, 1984).

Расширение геологоразведочных работ в связи с потребностями промышленности привело к обнаружению новых генетических типов месторождений, таких как карбонатитовые и альбитит-грейзеновые, ставших важными источниками редких металлов и редких земель для современной промышленности. Были выявлены никелевые месторождения в коматиитах, урановые в зонах несогласия, алмазные в лампроитах и др.

Эксплуатация месторождений полезных ископаемых позволила получить обширную детальную информацию об их морфологии, закономерностях изменения минерального и химического состава. Полученные сведения дали возможность уточнить теоретические представления о процессах формирования и закономерностях размещения месторождений.

В области геохимии успехи в физико-химическом моделировании природных процессов позволили перейти к количественным оценкам условий минералообразования.

Успехи в геохимии изотопов позволили вести систематическое изучение фракционирования стабильных изотопов H, C, O, S, Sr в процессах рудообразования. Это дало возможность реконструировать условия образования месторождений полезных ископаемых. Так, благодаря исследованиям американского геохимика Х. Тейлора содержания дейтерия ( $^2\text{H}$ ) и тяжелого кислорода ( $^{18}\text{O}$ ) в газовой-жидких включениях гидротермальных минералов было установлено разнообразие источников воды гидротермальных месторождений. Выявлено, что они могут образовываться не только за счет магматогенных растворов, но и подземных вод атмосферного и морского происхождения, а также смешанных вод (Тейлор, 1977).

Анализ соотношения изотопов радиоактивных элементов и продуктов их распада (урана, свинца и других) позволил выполнять многочисленные определение абсолютного возраста месторождений и окружающих их горных пород.

Появление высокочувствительных прецизионных методов определения химического и минерального состава природных соединений, таких как рентгено-флуоресцентный, фазовый рентгеноструктурный, электронно-микроскопический высокого разрешения, электронный микронзондовый анализ, позволило определять состав минералов и микровключений в них. Всё это способствовало переходу на новый уровень решения теоретических проблем генезиса месторождений.

В новейший период произошел отход от фиксистой концепции формирования земной коры в сторону мобилизма. Идеи тектоники плит наиболее широкое распространение первоначально получили за рубежом в 60-х гг. XX в. Они оказали большое влияние на металлогению, позволив по-новому взглянуть на закономерности размещения месторождений полезных ископаемых, как это сделано, например, А. Митчелом и М. Гарсоном в книге «Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений» (1984), а также в работе F.J. Sowkins Metal Deposits in Relation to Plate Tectonics (Springer-Verlag, Berlin, 1990). Появилась современная минерагения – минерагеодинамика (Ибламинов Р.Г. Минерагения (основы минерагеодинамики). Пермь, 2015).

Успехи геофизики, петрологии и геохимии позволили выдвинуть идею о конвекции вещества в недрах Земли от литосферы через мантию к ядру и о рудоносных плюмах (горячих полях). Подробно вопросы глобального рудообразования изложены и проанализированы в спецвыпуске журнала «Геология и геофизика» (2016, № 5 «Мантийные плюмы, их роль в формировании структуры литосферы, крупных изверженных провинций и металлогении»).

## Глава 7

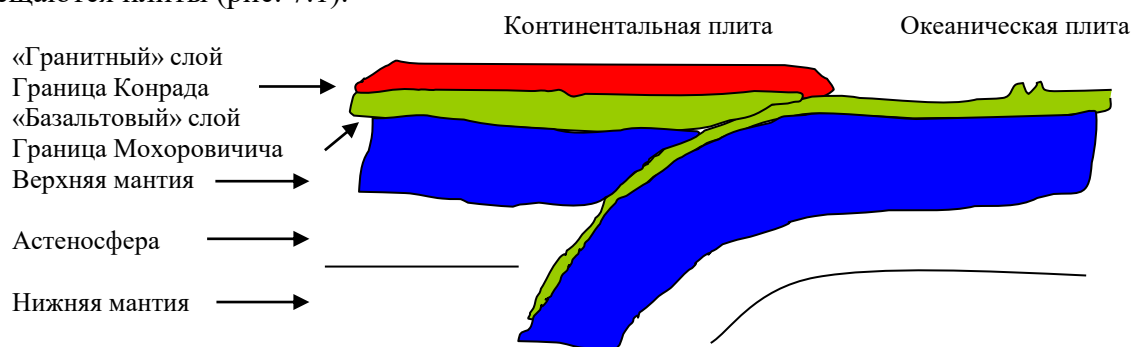
# ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ФОРМИРОВАНИЯ И ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

## 7.1. Процессы образования месторождений полезных ископаемых

Месторождения полезных ископаемых являются составными частями окружающих горных пород и формируются вместе с ними в результате геологических процессов. Геологические процессы по источнику энергии разделяются на эндогенные и экзогенные. *Эндогенные процессы* обусловлены энергией недр Земли, а *экзогенные процессы* обязаны энергии Солнца. Среди эндогенных в качестве самостоятельных выделяются *метаморфогенные процессы* преобразования продуктов эндогенных или экзогенных процессов.

### 7.1.1. Эндогенные процессы

Эндогенные процессы, происходящие в земной коре, закладываются в мантии Земли и в её ядре. Мантия – геосфера, расположенная между земной корой и ядром и составляющая 83% объема и 67% массы Земли. Граница между земной корой и мантией проводится по сейсмической поверхности Мохоровичича, расположенной на глубине 6–11 км под океанической корой и 25–90 км под континентальной. Земная кора вместе с частью верхней мантии образует литосферную плиту, ниже располагается астеносферный слой, по которому перемещаются плиты (рис. 7.1).

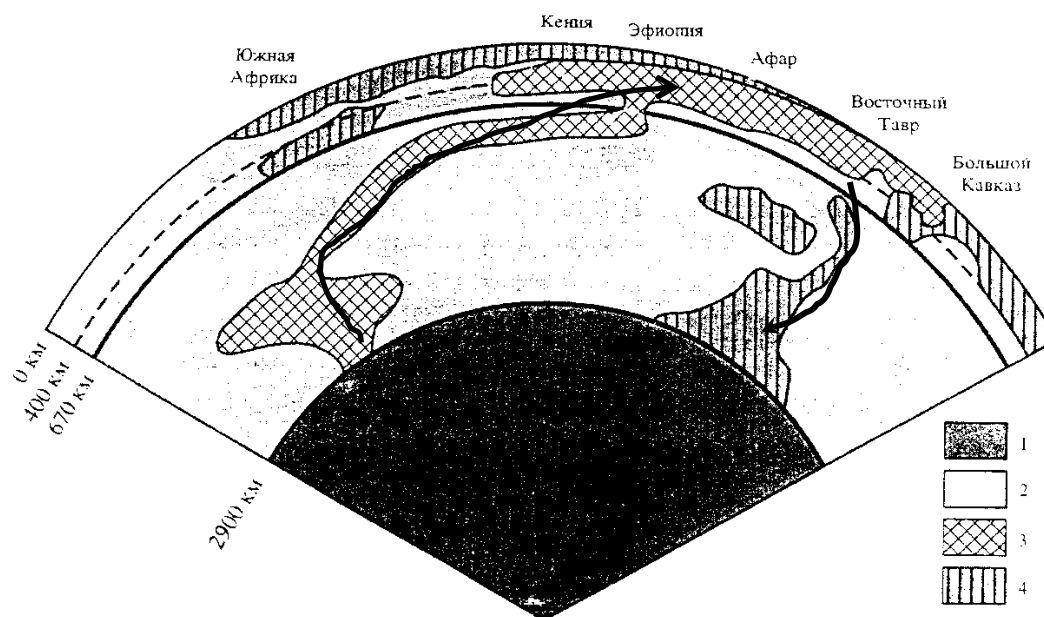


**Рис. 7.1.** Схема строения континентальной и океанической литосферных плит в процессе субдукции (поддвига океанической плиты под континентальную)

В мантии ниже астеносферы действует конвективный перенос вещества при средней температуре 1500–2000° и давлении порядка 12 тыс. атм (1200 МПа). Конвекция в мантии выражается в движении восходящих и нисходящих струй мантийного вещества. В областях восходящих струй астеносферная мантия проникает в литосферную плиту (рис. 7.2) и даёт начало магматическим процессам.

**Магматические процессы.** Поднимающееся вещество мантии попадает в зону пониженных давлений, в результате чего происходит его плавление с образованием магмы, начинаются магматические процессы. Вначале происходит парциальное выплавление из вещества мантии жидких фракций, плавящихся при относительно низкой температуре. Это преимущественно базальтовые магмы. Они отделяются от нерасплавившегося твердого остатка (*рестита*).





**Рис. 7.2.** Конвекция вещества в мантии, фиксирующаяся по данным сейсмотомографии: 1 – ядро, 2 – нижняя мантия, 3 – горячая мантия, 4 – холодная мантия.

Стрелками обозначены конвективные потоки (Хаин, Короновский, 2008, с добавлениями)

Мантийная магма проникает в земную кору и даёт начало формированию разнообразных магматических пород преимущественно основного, ультраосновного и среднего отрядов. По мере остывания в первичной мантийной магме происходят процессы дифференциации, которые могут привести к образованию гранитоидов. Такие граниты получили название *I-гранитов* (от igneous – изверженный).

Мантийный тепловой поток может привести к плавлению вещества земной коры, образованию «коровых» магм и *S-гранитов* (от sediment – осадок). По данным В.И. Смирнова (1982), магматические процессы протекают при температурах порядка 1500–300°C и на глубинах 20–1 км (табл. 7.1, рис. 7.3).

В конечную стадию застывания в магматических телах накапливаются остаточные расплавы, обогащенные летучими компонентами (парами воды, газами). Кристаллизация таких расплавов в области температур 800–300°C на глубинах 20–1 км (давление 800–120 МПа) приводит к образованию крупно- и гигантокристаллических магматических горных пород – *пегматитов*.

**Метасоматические процессы.** По мере охлаждения интрузивов и перехода силикатной части магм в твердую фазу в остатке накапливаются преимущественно газодонные флюиды. Они воздействуют на закристаллизовавшуюся в первую очередь периферическую часть интрузий. В результате первичные магматические минералы замещаются вторичными – метасоматическими. Происходит замещение минералов интрузии растворами самой интрузии, т.е. *процесс аутометасоматоза*. Так по гранитам образуются альбититы и грейзены. Продукты метасоматоза могут располагаться и в окружающих интрузию горных породах.

Проникновение флюидов за пределы интрузий, особенно в случае существенного различия между составами вмещающих и магматических пород, приводит к образованию в зоне контакта метасоматических пород (скарнов) в результате *процесса контактового метасоматоза*.

**Гидротермальные процессы.** Постепенно с понижением температуры увеличивается количество флюидов, выделяющихся из магмы. Они из парообразного состояния переходят в жидкое, образуются гидротермальные растворы. Растворы движутся по закристаллизовав-

шейся части интрузии и выходят за ее пределы, отлагая по пути своего движения различные минералы. Кроме того, охлаждение интрузий приводит к притоку подземных вод различного состава в систему, которые также участвуют в минералообразовании. Происходят *гидротермальные процессы*.

Выходы магмы и растворов на поверхность дна водоемов обуславливают протекание вулканогенно- и *гидротермально-осадочных процессов* и образование вулканогенных горных пород и руд.

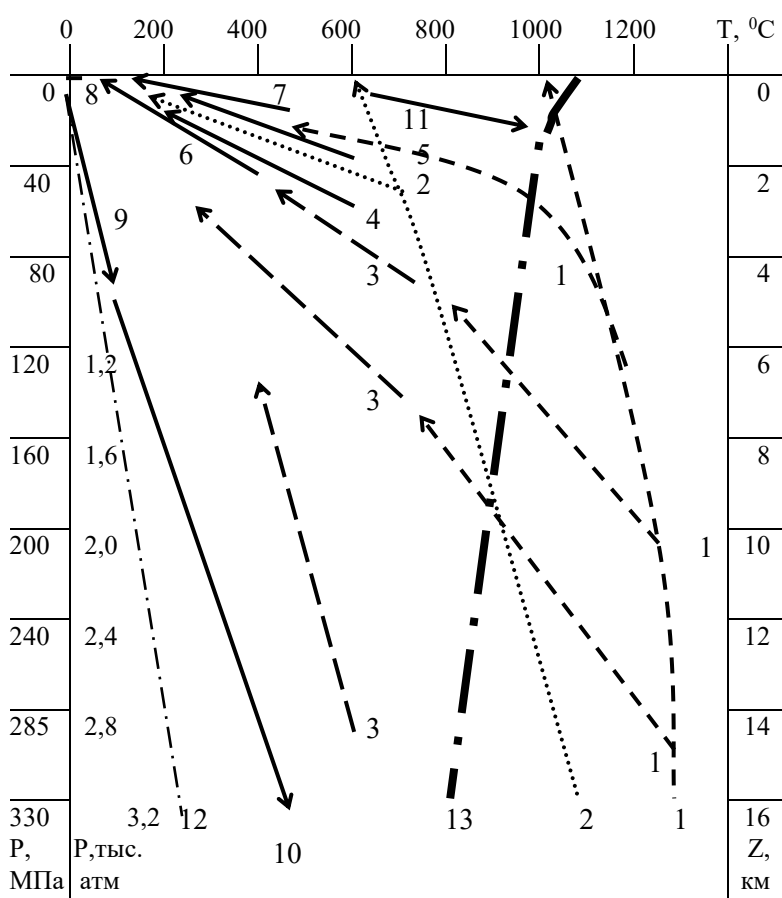
**Таблица 7.1.** Последовательность главных геологических процессов и их параметры

Процесс	Результат процесса	Глубина, км	Температура, °С	Давление, МПа
<b>А. Эндогенный</b>				
<b>1. Магматический</b>				
плавление				
 мантии — — — — —>	Магматические горные породы, I-граниты	60–20	1400–800	1800–900
земной коры	S-граниты, диориты			
<i>Накопление остаточного расплава</i>	Пегматиты	20–1	800–300	800–20
<b>2. Метасоматический</b>				
<i>Воздействие флюидов на окружающие породы</i>				
<i>Автометасоматический</i>	Альбититы и грейзены	5–1	550–220	100–20
<i>Контактово-метасоматический</i>	Скарны	2,5–0,5	700–200	50–10
<b>3. Гидротермальный</b>				
<i>Переход флюидов в жидкое состояние</i>	Гидротермалиты	4,5–0	400–50	90–1
<i>Гидротермально-осадочный</i>	Колчеданные руды	0,5–0	400–50	10–1
<b>Б. Экзогенный</b>				
<b>1. Выветривание</b>	Коры выветривания	0–0,2	0– +20	1–3
<b>2. Осадочный</b>				
<i>Осадкообразование</i>	Осадки	0	0– +20	1
<i>Диагенез</i>	Осадочная порода	0–0,15	4–20	1–2
<i>Катагенез</i>	Осадочная порода	0,15–6,0	20–250	2–120
<b>В. Метаморфогенный</b>				
<b>1. Регионально-метаморфогенный</b>	Метаморфические породы	3–50	250–950	60–5400
<b>2. Локально-метаморфогенный</b>	Метаморфические породы	1–1,5	700–800	20–30

### 7.1.2. Экзогенные процессы

Источником энергии для экзогенных процессов является Солнце. Оно оказывает активное воздействие на твёрдую поверхность Земли, атмосферу, гидросферу, биосферу. Под действием энергии Солнца протекают процессы выветривания и осадконакопления.

**Процессы выветривания.** Экзогенные процессы протекают близ земной поверхности. Здесь горные породы на месте своего залегания при отрицательных и положительных температурах, зависящих от климата, и на глубине до 200 м подвергаются разрушению, но вместе с тем образуются и новые минералы, происходит процесс выветривания и формируется кора выветривания. Интенсивность процесса в значительной степени определяется климатом, который образует географическую зональность в составе кор выветривания.



**Рис. 7.3.** Термобарические условия процессов образования месторождений: 1 – магматических, 2 – карбонатитовых, 3 – пегматитовых, 4 – автометасоматических, 5 – контактово-метасоматических, 6 – гидротермальных, 7 – гидротермально-осадочных, 8 – выветривания, 9 – диа- и катагенетических, 10 – регионального метаморфизма, 11 – контактового метаморфизма (исходные данные по В.И. Смирнову); 12 – линия геотермического градиента, 13 – линия начала плавления пород (по А.А. Маракушеву)

**Процессы осадконакопления.** Продукты выветривания переносятся поверхностными водами, движущийся материал дифференцируется, идёт его накопление на путях переноса и в конечных водоемах, происходит процесс осадкообразования.

Накопившийся осадок подвергается изменениям. Вначале развиваются процессы диагенеза, а затем происходят более глубокие преобразования благодаря процессам катагенеза.

### 7.1.3. Метаморфогенные процессы

**Процессы регионального метаморфизма.** Продукты эндогенных или экзогенных процессов попадают в глубокие (3–50 км) части земной коры, где температуры порядка 450–950°C. Существование подобных условий на громадных участках земной коры обуславливает действие процессов регионального метаморфизма. Происходят преобразования горных пород и месторождений с возникновением метаморфических продуктов. Различают процессы регионального динамотермального метаморфизма, регионального метасоматизма и регионального мигматизма. В условиях последнего происходит плавление горных пород.

**Процессы локального метаморфизма.** На ограниченных пространствах под действием высоких температур или стресса действуют процессы локального метаморфизма. Контактный метаморфизм обусловлен воздействием горячих магм с температурой около 800–700°C на окружающие породы обычно в самой верхней части земной коры до глубин 1,0–1,5 км.

Особая роль принадлежит дислокационному метаморфизму, нарушающему характер залегания горных пород и формирующему катаклазированные горные породы.

\*       \*

\*

В рассмотренной последовательности геологических процессов вначале происходит постепенное понижение температур и давлений от магматических к метасоматическим и гидротермальным, далее термобарические условия достигают минимума в процессах выветривания, а затем снова начинают увеличиваться в процессах диа- и катагенеза, достигая максимума при метаморфизме (см. рис. 7.3). Интенсивные проявления последнего могут привести к мигматизации пород и новому плавлению вещества земной коры, давая вновь начало магматическим процессам. В этом проявляется цикличность геологических процессов.

### 7.1.4. Геохимические барьеры

Геологические процессы обуславливают миграцию, перемещение химических элементов в земной коре. При этом, согласно закону Кларка – Вернадского, происходит их рассеяние. Одновременно на фоне общего рассеяния вещества осуществляется концентрация химических элементов вплоть до образования месторождений. Она происходит там, где достаточно резко изменяются условия миграции химических элементов. Такие участки земной коры А.И.Перельман в 1961 г. предложил называть *геохимическими барьерами*. Это могут быть механические, физико-химические или биологические барьеры. Наличие барьеров является важнейшим условием образования месторождений полезных ископаемых.

## 7.2. Генетическая классификация месторождений полезных ископаемых

Классификация месторождений, как и любых природных объектов, необходима прежде всего для их систематизации, для того, чтобы можно было в обобщенном виде обозреть все многообразие месторождений и сведений о них. *Генетическая классификация* подразумевает обобщение сведений о месторождениях на основе ведущих геологических процессов, которые приводят к их образованию. Следовательно, генетическая классификация основана на *ретроспективных моделях* месторождений.

Такая классификация имеет не только теоретическое, но и практическое значение. Она позволяет исходя из геологической ситуации прогнозировать возможность обнаружения новых месторождений генетической принадлежности, типичной для того или иного региона. С другой стороны, поняв генетическую принадлежность, появляется возможность прогнозировать свойства разведываемых месторождений.

Существуют различные генетические классификации месторождений полезных ископаемых. Наиболее известны классификации Ф.Ю. Левинсон-Лессинга (1911), К.И. Богдановича (1912), В. Линдгрена (1913), А.Г. Бетехтина (1933), В.А. Обручева (1935) и др.

В СССР в 40 – 60-х гг. XX в. широко использовалась классификация ленинградской школы геологов А.Г. Бетехтина, дополненная П.М. Татариновым (1975). В 60-х гг. появляется и в 80-х приобретает широкое распространение классификация В.И. Смирнова (1965, 1969, 1976, 1982, 1989), в которой он подразделяет месторождения на серии, группы, классы и подклассы (табл. 7.2).

**Таблица 7.2.** Сводная генетическая классификация месторождений полезных ископаемых В.И. Смирнова (1989)

Серия	Группа	Класс
Магматогенная (эндогенная)	Магматическая	Ликвационный Раннемагматический Позднемагматический
	Карбонатитовая	Магматический Метасоматический Комбинированный
	Пегматитовая	Простые пегматиты Перекристаллизованные пегматиты Метасоматически замещённые пегматиты
	Альбитит-грейзеновая	Альбититовый Грейзеновый
	Скарновая	Известковых скарнов Магнезиальных скарнов Силикатных скарнов
	Гидротермальная	Плутогенный Вулканогенный Амагматогенный
	Колчеданная	Гидротермально-метасоматический Гидротермально-осадочный Комбинированный
Седиментогенная (экзогенная)	Выветривания	Остаточный Инфильтрационный
	Россыпная	Элювиальный Делювиальный Проллювиальный Аллювиальный Литоральный Гляциальный
	Осадочная	Механический Химический Биохимический Вулканогенный
Метаморфогенная	Метаморфизованная	Регионально- метаморфизованный
	Метаморфическая	Контактово- метаморфизованный

Эта классификация, изменённая и дополненная нами, положена в основу настоящего пособия. В классификации учтены геологические и физико-химические условия образования месторождений. В качестве классификационных единиц использована следующая иерархия подразделений: серия – группа – класс – подкласс – ряд – генетический тип месторождений полезных ископаемых (Ибламинов 2010).

*Генетическая серия* – это наиболее крупное подразделение. Она объединяет месторождения, близкие по источникам энергии и вещества, необходимым для их образования. В соответствии с охарактеризованными выше сериями процессов традиционно, вслед за В.А. Обручевым, выделяются три серии: эндогенная – её источник энергии и вещества – недра Земли, экзогенная – её источник энергии – Солнце, метаморфогенная – как результат эндогенных преобразований продуктов эндогенных или экзогенных процессов (табл. 7.3).

Иногда возникает вопрос о целесообразности выделения метаморфогенной серии, особенно её метаморфизованных классов. Ряд исследователей, в первую очередь зарубежные (например, F.J. Sowkins, 1990), объединяет в одну группу месторождения, подвергшиеся глубокому метаморфизму и неметаморфизованные, считая, что концентрация полезных ископаемых обусловлена дометаморфическими процессами. Нам представляется, что в подобных случаях следует поступать консервативно, по традиции выделять метаморфогенную серию месторождений, указывая при этом первичную причину концентрации полезных ископаемых. Такой подход целесообразен ещё и с точки зрения особых закономерностей размещения месторождений регионального метаморфизма в пределах фундаментов древних платформ.

Наряду с названными тремя сериями процессов необходимо учитывать серию радиогенных процессов, т.е. процессов радиоактивного распада, приводящих, в частности, к образованию гелия, который концентрируется в нефтяных и газовых месторождениях. Также целесообразно выделять серию импактогенных процессов, обусловленных действием космических сил (падением метеоритов) (Геолого-минерагеническая ..., 2000; Ибламинов и др., 2012), в результате ударного воздействия которых образуются месторождения, например, мелких алмазов. Таким образом, намечаются пять природных генетических серий: эндогенная, экзогенная, метаморфогенная, радиогенная и импактогенная (Ибламинов, 2001).

В последнее время геологи начали обращать особое внимание на отходы добычи, обогащения и переработки полезных ископаемых, называя их техногенными месторождениями (Наумов, 2010). В.И. Старостин и П.А. Игнатов (2004) посвятили им отдельную главу в учебнике. Исходя из потребностей производства появилась необходимость дополнить классификацию техногенной серией месторождений, связанной с деятельностью человека (табл.7.3).

**Таблица 7.3.** Генетические серии месторождений полезных ископаемых

Серия	Источник энергии образования	Источник вещества	Типичные полезные ископаемые
<b>А. Эндогенная</b>	Недра Земли	Недра Земли, окружающие породы	Руды металлов, магматические горные породы
<b>Б. Экзогенная</b>	Солнце	Поверхность Земли	Соли, горючие ископаемые
<b>В. Метаморфогенная</b>	Недра Земли	Продукты эндогенных и экзогенных процессов	Руды железа, золота, урана
<b>Г. Импактогенная</b>	Космические тела	Поверхность Земли, метеориты	Алмазы
<b>Д. Радиогенная</b>	Радиоактивный распад	Естественные радиоактивные элементы	Гелий
<b>Е. Техногенная</b>	Техногенез	Отходы горного производства	Естественные строительные материалы

*Генетическая группа* месторождений обособляется по главному генетическому процессу (этапу минералообразования), приводящему к концентрации полезных ископаемых (например, группы: магматическая, гидротермальная, осадочная и т.п.) (табл. 7.4).

*Генетический класс* объединяет месторождения, близкие по способу концентрации полезного ископаемого (например, ликвационный и кристаллизационный классы в магматической группе, классы механических и химических осадков в осадочной).

*Генетический подкласс* месторождений выделяется внутри класса по главной стадии процесса минералообразования, приведшей к концентрации полезного ископаемого (в кристаллизационном классе магматической группы ранне- и позднемагматический подклассы, классе химических осадков осадочной группы подклассы осадков из истинных и коллоидных растворов).

Генетический ряд месторождений в некоторых случаях обособляется по среде минералообразования (например, вулканический и плутонический ряды в магматических классах, седименто-, диа- и катагенетический – в осадочных).

**Таблица 7.4.** Общая характеристика генетических групп месторождений полезных ископаемых, принятая в настоящем курсе

Серия	Группа	Генетический процесс	Фазовое состояние среды	Геологические условия размещения	Характерные полезные ископаемые
А. Эндогенная	<b>I. Магматическая</b>	Магматический	Магматический расплав и флюиды	Комплексы магматических пород	<b>Нормальные ультраосновные, основные породы:</b> руды хрома, ванадия, платины; алмазы. <b>Щелочные породы:</b> нефелин, апатит, руды ниобия, циркония; флогопит. <b>Пегматиты:</b> руды лития, бериллия; драгоценные камни
	<b>II. Метасоматическая</b>	Метасоматический	Пар, гидротермальный раствор	Периферия интрузий кислых или щелочных пород, гранитогнейсы	<b>Автометасоматоз:</b> руды олова, вольфрама, молибдена. <b>Контактовый метасоматоз:</b> руды железа, вольфрама и молибдена, свинца и цинка; борное сырье
	<b>III. Гидротермальная</b>	Гидротермальный	Гидротермальный раствор	Магматические, осадочные и метаморфические породы	Руды золота, меди, полиметаллов, сурьмы и ртути
Б. Экзогенная	<b>I. Выветривания</b>	Выветривания	Метеорные воды, живое вещество	Коры выветривания, палеогоризонты подземных вод	Руды никеля, урана, меди, алюминия; глины
	<b>II. Осадочная</b>	Литогенез	Метеорные воды, живое вещество	Поверхностные бассейны, осадки, осадочные горные породы	Нефть, уголь, соли, фосфориты; руды железа, марганца, алюминия
В. Метаморфогенная	<b>I. Регионального метаморфизма</b>	Региональный метаморфизм	Метаморфогенные растворы, твердая фаза	Метаморфические горные породы	Руды железа, золота, урана; мраморы, кварциты, графит
	<b>II. Локального метаморфизма</b>	Контактовый метаморфизм	Твердая фаза	Экзоконтактные зоны интрузивных и эффузивных горных пород	Мрамор, графит, корунд

Генетический тип месторождений – это совокупность месторождений, близких по минеральному составу, геологическим условиям размещения, физико-химическим условиям образования. Названия типам даются по продуктам генетических процессов, т.е. на основе статистических моделей месторождений, например, типы: сульфидный медно-никелевый, силикатных никелевых руд.

Некоторые авторы вместо термина «тип» употребляют термин «формация» месторождений (рудная формация). Мы считаем целесообразным применять слово «формация» только для горных пород.

# ЧАСТЬ II

## ГЕОЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЭНДОГЕННОЙ СЕРИИ

### Глава 8

#### МЕСТОРОЖДЕНИЯ МАГМАТИЧЕСКОЙ ГРУППЫ

##### 8.1. Магматические горные породы и магматические месторождения

К магматической группе относятся месторождения, образовавшиеся в результате выплавления, дифференциации и кристаллизации магм. *Магма* – природная огненно-жидкая масса сложного состава. Застывание силикатных магм приводит к образованию различных магматических горных пород (табл. 8.1). Тела горных пород или их участки, обладающие полезными свойствами, могут быть месторождениями естественных строительных камней и других полезных ископаемых.

**Таблица 8.1.** Отряды, подотряды и семейства магматических пород (Петрографический ..., 2009)

Отряд (группа)*	Подотряд (ряд)*	Семейства пород плутонического класса	Семейства пород вулканического класса
Ультра- основные	Нормально щелочные	Оливиниты-дуниты Перидотиты	Пикриты
	Щелочные	Йолиты, уртиты	Фоидиты ультраосновные
Основные	Нормально щелочные	Пироксениты-горнблендиты	Пикробазальты основные
		Габброиды	Базальты
Средние	Нормально- и низко- щелочные	Диориты	Андезиты
	Умеренно щелочные	Сиениты	Трахиты
	Щелочные	Фельдшпатоидные сиениты (нефелиновые сиениты)	Фонолиты
Кислые	Нормально- и низко- щелочные	Гранодиориты	Дациты
		Граниты	Риодациты
		Лейкограниты	Риолиты
	Умеренно щелочные	Умеренно щелочные граниты (монцограниты)	Трахириодациты
	Щелочные	Щелочные граниты	Пантеллериты-комендиты

Примечание. В скобках приведены названия, применявшиеся до введения нового Петрографического кодекса.

Магматические месторождения металлических и неметаллических полезных ископаемых представляют собой продукты застывания специфических магм силикатного, оксидного, карбонатного, сульфидного или другого состава, содержащих полезные компоненты.



**Региональное геологическое положение магматических месторождений** определяется положением формаций магматических горных пород, которые располагаются как в пределах платформ, так и в фанерозойских складчатых областях.

На платформах древние архей-протерозойские магматические породы залегают в фундаменте. Формации фундамента, доступные для изучения и освоения, располагаются на щитах. На плитах они погребены под осадочным чехлом (рис. 8.1). Молодые послепротерозойские формации бывают приурочены к зонам фанерозойской тектономагматической активизации. Магматические породы зон активизации могут находиться либо в фундаменте, либо среди пород осадочного чехла.



**Рис. 8.1.** Положение магматических формаций в теле платформы

В фанерозойских складчатых областях (геосинклиналях) магматические формации широко распространены среди продуктов ранней, средней и поздней стадий их развития. Наиболее продуктивные в отношении рудных месторождений породы ультраосновного и основного отрядов находятся среди пород ранней стадии развития складчатых областей, сформировавшихся в условиях океанического спрединга, реже среди пород средней субдукционной стадии, сформировавшихся в условиях задугового спрединга.

**Классы магматических пород и условия образования месторождений.** Тип магматических пород по термодинамическим условиям застывания магмы подразделяется на три класса: plutonic, gabbroic, volcanic (Петрографический ..., 2009; Blatt et al., 2006).

**Плутонический класс** объединяет полнокристаллические породы средне-, крупнозернистой структуры, формирование которых происходило на абиссальных (άβυσσος – бездна) и мезоабиссальных (μέσος – средний) глубинах, что соответствует интервалу глубин от 10–15 до 3–5 км и температуре 750–1100°C.

**Гипабиссальный класс** включает породы со скрытокристаллической или полнокристаллической мелко-, мелкозернистой структурой. Для класса характерны породы с порфировидной структурой. Название класса происходит от греческого слова ύπόαβυσσος (гипоабиссос) – не вполне глубинный. Интервал глубин застывания пород гипабиссального класса принимается в пределах от 3–5 до 1–1,5 км.

**Вулканический класс** содержит неполнокристаллические и стекловатые, реже микро- и крипнокристаллические породы. Они образуются в результате быстрого застывания магматического расплава на поверхности земли или вблизи неё – в подводящих вулканических каналах и субвулканических камерах на глубинах до 1–1,5 км.

К вулканическому классу относятся также вулканические обломочные породы, являющиеся продуктами дезинтеграции в процессе вулканической деятельности как застывшего, так и не застывшего магматического расплава. Породы, в которых отсутствует существенная примесь осадочного материала, называются *вулканокластическими* (вулканические брекчии, туфы), а те, где этот материал присутствует в количестве не более 50%, – *осадочно-вулканокластическими*, или *туффитами*.

**Форма тел магматических пород и условия залегания месторождений** зависят от глубины их образования (рис. 8.2). Для пород плутонического класса характерны согласные и несогласные тела. Согласные (конкордантные) тела – это *лополиты* (λοπάς – чашка) – чашеобразные тела крупных размеров, например, Кемпирсайский массив ультраосновных пород

имеет ширину 30 км, длину 80 км при мощности 5 км; *факолиты* (φαῶς – чечевица) – линзовидные тела, залегающие в ядрах складок; *гарполиты* – тела серповидной формы, обусловленной залеганием в ядре антиклинали или синклинали.

К несогласным (антикордантным) глубинным интрузивам относятся *батолиты* (βαθος – глубина) – огромные плутонические тела куполообразной формы, часто приуроченные к осевым частям складчатых структур. Обычно они состоят из гранитоидов. Площадь батолитов может достигать десятков тысяч квадратных километров.

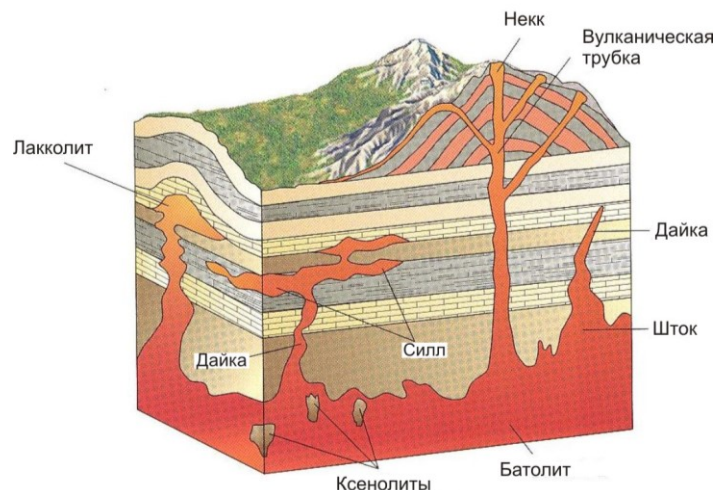


Рис. 8.2. Модель, иллюстрирующая формы залегания магматических пород (Murck et al., 2008)

Форма тел пород гипабиссального класса более разнообразна. Согласно гипабиссальные тела образуются в результате внедрения магмы по поверхностям напластования в толще осадочных пород. Это *силлы* – пластообразные тела, чаще всего пород основного состава; *лакколиты* – грибообразные тела с плоским основанием и куполообразной кровлей. Форма лакколита в плане, как правило, округлая, размером от сотен метров до нескольких километров в диаметре. Для него характерен гранитоидный состав. Реже встречаются описанные выше лополиты и гарполиты.

Секущие гипабиссальные тела приурочены к дизъюнктивным нарушениям. Они трассируют пути, по которым продвигались магматические расплавы. Часто секущие тела бывают соединены с согласными. К секущим гипабиссальным телам относят этмолиты, дайки, жилы, штоки. *Этмолит* – интрузивное тело воронкообразной формы. Характерно для крупных расслоенных интрузивов, подобных Мончегорскому в России, Бушвельдскому в ЮАР, залегающих в фундаментах платформ. Площадь массивов может составлять десятки и тысячи квадратных километров, мощность – единицы километров. *Дайка* – плитообразное, крутопадающее тело небольшой мощности при большой протяжённости по простиранию и падению. Дайки встречаются сериями субпараллельно или радиально расположенных тел, состоящих из пород основного состава. *Шток* – интрузивное тело, приближающееся к цилиндрической форме с крутопадающими контактами. Характерен для малых интрузий гранодиорит-порфиров, диорит-порфиров, лейкогранитов. Площадь выхода тел таких пород на поверхность не превышает нескольких километров. Трубообразную форму имеют некоторые массивы Платиноносного габбро-пироксенитового пояса, в частности Качканарский на Урале, диаметром около 10 км.

Формы тел пород вулканического класса зависят от характера извержения, которое определяется вязкостью лавы, и от рельефа земной поверхности. Лавы основного состава (базальтовые) обладают высокой текучестью и образуют *покровы*, лавы кислого состава очень вязкие, их магма обычно застывает в жерле вулканов, образуя *столбы*. В зависимости от состава магмы выделяют две морфологические группы эффузивных тел: 1) тела, связанные с излияниями базальтоидной магмы по трещинам, – это покровы, потоки, дайки; 2) тела, воз-

никшие в результате деятельности вулканов центрального типа, связанных с магмами среднего и кислого состава, – это потоки, купола, иглы, конусы, неки.

Магма, застывающая в приповерхностных условиях в подводящих каналах вулканических пород, образует хонолиты, силлы и описанные выше дайки. *Хонолит* – интрузивное тело неправильной формы, имеющее сложное взаимоотношение с вмещающими породами. Подобные формы характерны для рудоносных интрузивов Норильского рудного района, залегающих под покровом базальтов. *Силл* – пластообразное интрузивное тело основного состава, залегающее согласно с вмещающими первично осадочными горными породами. Мощность силла всегда значительно меньше его ширины и длины. Таковы, например, силлы долеритов Сибирской платформы, площадь которых составляет десятки тысяч квадратных километров. В складчатых областях, в частности на г. Ишерим в Пермском крае, встречаются многоэтажные системы силлов, соединенные дайками.

Тела трубообразной формы – это неки и диатремы. *Неки* – тела, заполненные застывшей лавой, а *диатремы* – тела, заполненные пирокластическим материалом с включениями обломков вмещающих пород.

*Тела полезных ископаемых* за небольшим исключением располагаются внутри залежей магматических пород. В пределах интрузий они чаще всего залегают согласно с магматической расслоенностью среди пород определенного состава, реже имеют секущее залегание. В соответствии с этим большинство тел в плутонах имеет пласто- и линзообразную форму, реже – секущую жильную и трубообразную. Для вулканических образований характерна трубообразная форма.

*Размеры тел магматических пород* в плане могут изменяться от сотен метров до десятков километров, мощность – от десятков метров до единиц километров. Обычно крупные тела содержат и наиболее крупные месторождения. Так, уникальный Бушвельдский массив в ЮАР имеет 450 км в длину, 250 км в ширину и 8 км по мощности; диаметр кимберлитовых трубок может достигать 1 км.

*Размеры тел полезных ископаемых* чаще всего соответствуют размерам вмещающих магматических пород. Размеры тел вкрапленных руд могут измеряться первыми километрами, тел сплошных руд изменяются от первых метров до сотен метров в направлении мощности и первых километров в направлении простирания. Благодаря большим размерам магматические месторождения являются весьма крупными и даже уникальными по запасам объектами.

*Петрографический состав рудоносных интрузий и состав полезных ископаемых* обычно неоднороден. Он обусловлен процессами магматической дифференциации. Это могут быть тела, состоящие из дунитов и перидотитов, пироксенитов и габбро, нефелиновых сиенитов и йолит-уртитов и т.п. Для интрузий, сформировавшихся в платформенных условиях, весьма характерна расслоенность, выражающаяся в ритмичном чередовании пород различного состава. Чем сильнее в массивах проявилась магматическая дифференциация, тем чаще в них встречаются крупные и уникальные по запасам рудные месторождения.

*Состав полезных ископаемых* определяется составом рудоносных интрузий. В месторождениях концентрируются акцессорные минералы магматических пород. Например, хромшпинель в породах ультраосновного отряда, титаномагнетит – основного, апатит – щелочного.

## 8.2. Условия образования и классификация месторождений магматической группы

Источником первичной магмы является мантия Земли. Попадание мантийного материала в условия пониженных давлений земной коры вместе с воздействием флюидов приводит к его частичному плавлению с образованием относительно более легкоплавкой магмы и накоплением в остатке тугоплавкого рестита (Грин, Рингвуд, 1968).

**Таблица 8.2.** Генетическая классификация месторождений магматической группы  
(Ибламинов, 1999)

Класс	Подкласс	Ряд	Генетический тип	Пример
Реститовый	Раннемагматический	Плутонический	Габбровый	Месторождения строительных камней
		Вулканический	Базальтовый	
	Позднемагматический	Плутонический	Хромшпинелевый в альпинотипных гипербазитах (подиформный)	Кемпирсайское, Казахстан
Ликвационный	Позднемагматический	Плутонический	Сульфидный медно-никелевый платиноносный в габброидах	Мончегорское, Россия
		Вулканический	Сульфидный никелевый с медью платиноносный в коматиитах	Камбалда, Австралия
			Сульфидный медно-никелевый в толентах	Печенга, Мурманская область
	Ассимиляционно-магматический	Плутонический	Сульфидный никелево-медный платиноносный	Норильское, Россия
Кристаллизационный	Раннемагматический	Плутонический	Естественных строительных камней	Ломовское. Пермский край
			Нефелиновый в йолит-уртитах	Кия-Шалтырское, Кемеровская область
		Вулканический	Естественных строительных камней (базальты, туфы и др.)	Армения
	Позднемагматический	Плутонический	Хромшпинелидовый в расслоенных гипербазитах	Сарановское, Пермский край
			Ильменит-титаномagnetитовый в расслоенных базитах	Кусинское, Челябинская область
			Титаномagnetитовый в пироксенитах	Качканарское в Свердловской области
			Нефелин-апатитовый в нефелиновых сиенитах	Хибинские, Мурманская область
			Лопаритовый в расслоенных нефелиновых сиенитах	Ловозерское, Мурманская область
		<b>Пегматитовый*</b>	Редкометалльных гранитных пегматитов	
			Хрусталеносных лейкогранитовых пегматитов	Мурзинское на Урале
		Вулканический	Магнетитовых лав	Лако-Сур, Чили
Флюидно-магматический	Раннемагматический	Кимберлитовый	Алмазоносных кимберлитов	Трубка «Мир», Якутия
			Алмазоносных лампроитов	Аргайл (АК-1), Австралия
	Позднемагматический	<b>Карбонатитовый*</b>	Апатит-магнетитовый	Ковдорское
			Редкометалльный	Вишневогорское
			Редкоземельный	Маунтин-Пасс, США
			Флогопитовый	Палабора, ЮАР
	Ассимиляционно-магматический	Вулканоплутонический	Магномagnetитовый	Коршуновское, Иркутская область

\* Жирным шрифтом выделены ряды месторождений, ранее рассматривавшиеся как самостоятельные группы.

Модель такого процесса реститообразования может быть приложима к накоплению залежей хромшпинелидов в альпинотипных гипербазитах, что позволяет выделить в магматической группе месторождений *реститовый класс* (табл. 8.2).

Выплавившиеся первично достаточно однородные магмы в условиях постепенного понижения температуры и существования градиента силы тяжести начинают образовывать не смешивающиеся расплавы и разделяться, происходит другой магматический процесс – ликвации магмы вплоть до образования рудных магм. В соответствии с названным процессом выделяется *класс ликвационных месторождений*.

Дальнейшее охлаждение расплава приводит к началу его кристаллизации и выделению твердой минеральной фазы. Выделение части вещества из расплава вызывает изменение его состава, т.е. происходит его дальнейшая дифференциация, получившая название кристаллизационной. Формируются месторождения *кристаллизационного класса*.

В ряде случаев в магматических очагах накапливается большое количество газожидких флюидов, которые способствуют проникновению богатой флюидами магмы по ослабленным участкам земной коры до поверхности земли со взрывами. На поверхность выносятся мантийный материал сложного состава, содержащий полезные компоненты, например алмазы. Происходят флюидно-магматические процессы, образуются месторождения *флюидно-магматического класса*.

В соответствии с описанными магматическими процессами группа магматических месторождений подразделена на *четыре класса*: реститовый, ликвационный, кристаллизационный и флюидно-магматический.

Полезное ископаемое может образоваться в раннюю или позднюю стадию магматического процесса. В соответствии с этим классы месторождений подразделены на *подклассы*: раннемагматический и позднемагматический. В ряде случаев магма ассимилирует вмещающие породы, что может способствовать рудообразованию. Тогда в качестве самостоятельного выделяется ассимиляционно-магматический подкласс.

В пределах подклассов или классов по условиям глубины застывания продуктов дифференциации магм выделены *ряды месторождений*: плутонический, вулканический и вулканоплутонический. В плутонических условиях в конце процесса кристаллизации в составе магм накапливаются флюиды, которые способствуют формированию крупно- и гигантокристаллических структур горных пород. Образуется особый ряд магматических пород – пегматитовый. Во флюидно-магматическом классе формируются специфические ряды: кимберлитовый и карбонатитовый (см. табл. 8.2). Следует заметить, что ранее некоторые ряды пород рассматривались на уровне групп (см. табл. 7.2).

### 8.3. Месторождения реститового класса

Название класса связано с накоплением полезного ископаемого в остаточных продуктах мантийного магматизма (the rest – остаток). В состав класса входят следующие типы месторождений:

- естественных строительных камней (габбро, базальты, перидотиты),
- огнеупорных дунитов,
- хромшпинелевый в альпинотипных гипербазитах.

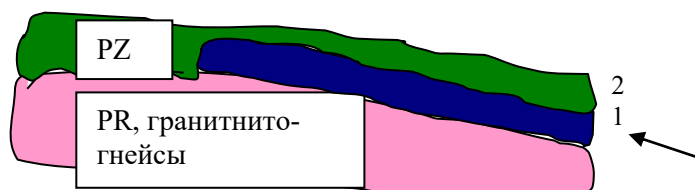
В качестве естественных строительных камней используются магматические породы офиолитовых комплексов, отвечающие требованиям промышленности по прочности и другим физико-механическим параметрам. Обычно это габбро и базальты, а также породы вскрыши месторождений хромовых руд (перидотиты, серпентиниты).

Сырьём для получения огнеупорного кирпича для металлургических предприятий НТМК служат дуниты Соловьёвогорского месторождения на Среднем Урале. Месторождение представляет собой участок Тагильского дунитового массива площадью 330х400 м. Массивные

дуниты имеют мелко- и среднезернистую структуру, сложены оливином с примесью хромшпинелида. Среднее содержание  $MgO$  составляет 49,26,  $SiO_2$  – 39,74%.

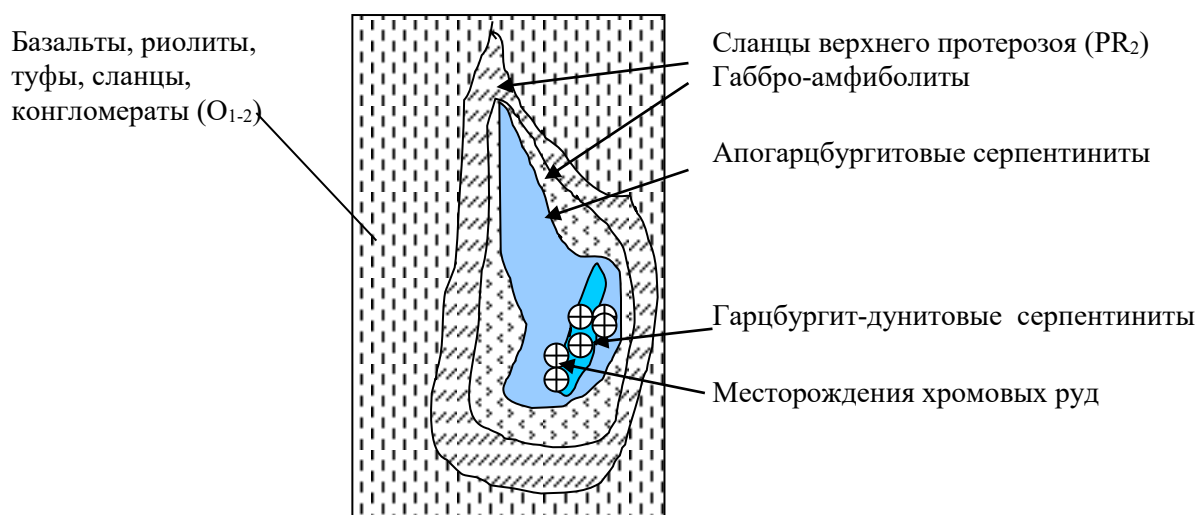
В хромшпинелевом типе месторождений главным полезным минералом является хромшпинелид  $(Fe, Mg)(Cr, Al, Fe)_2O_4$ . Статической моделью типа могут служить месторождения крупнейшего в мире *Кемпирсайского рудного поля*, расположенного в Актыбинской области Республики Казахстан близ г. Хромтау, на восточном склоне Южного Урала (в Мугоджарах).

*Региональное геологическое положение* рудного поля определяется его нахождением в Уральской складчатой области, Центральном Уральском поднятии, Кемпирсайском массиве ультраосновных пород. Массив входит в состав пояса альпинотипных гипербазитов, представляющего собой цепочку интрузий пород дунит-перидотитовой формации, протягивающуюся от Полярного до Южного Урала, которая контролируется зоной Главного Уральского разлома. Сам пояс гипербазитов входит в состав раннепалеозойской субмеридиональной офиолитовой полосы. Офиолиты рассматриваются как реликты океанической коры, сложенной (снизу вверх) гипербазитами, габброидами и базальтоидами. Пояс гипербазитов в виде системы аллохтонных пластин надвинут на преимущественно допалеозойские породы Центрального Уральского поднятия (рис. 8.2).



**Рис. 8.2.** Аллохтонная пластина офиолитового комплекса (1 – рудоносная дунит-перидотитовая формация, 2 – базальтоидная формация) на гранитогнейсах

*Структура рудного поля* определяется строением Кемпирсайского массива ордовикского возраста. Его длина 82, ширина до 32 и мощность 6 км. Гипербазиты массива серпентинизированы, в его северной части преобладают перидотиты (гарцбургитовые), в южной – серпентинизированный полосчатый дунит-гарцбургитовый комплекс, в полосе распространения месторождений – над гарцбургитами преобладают дуниты (рис. 8.3).

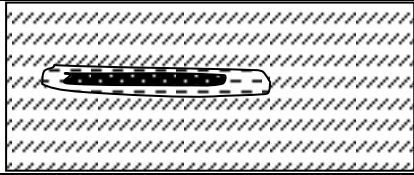


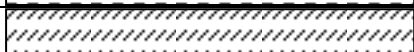

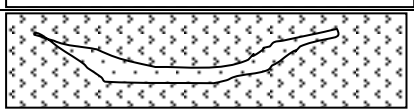


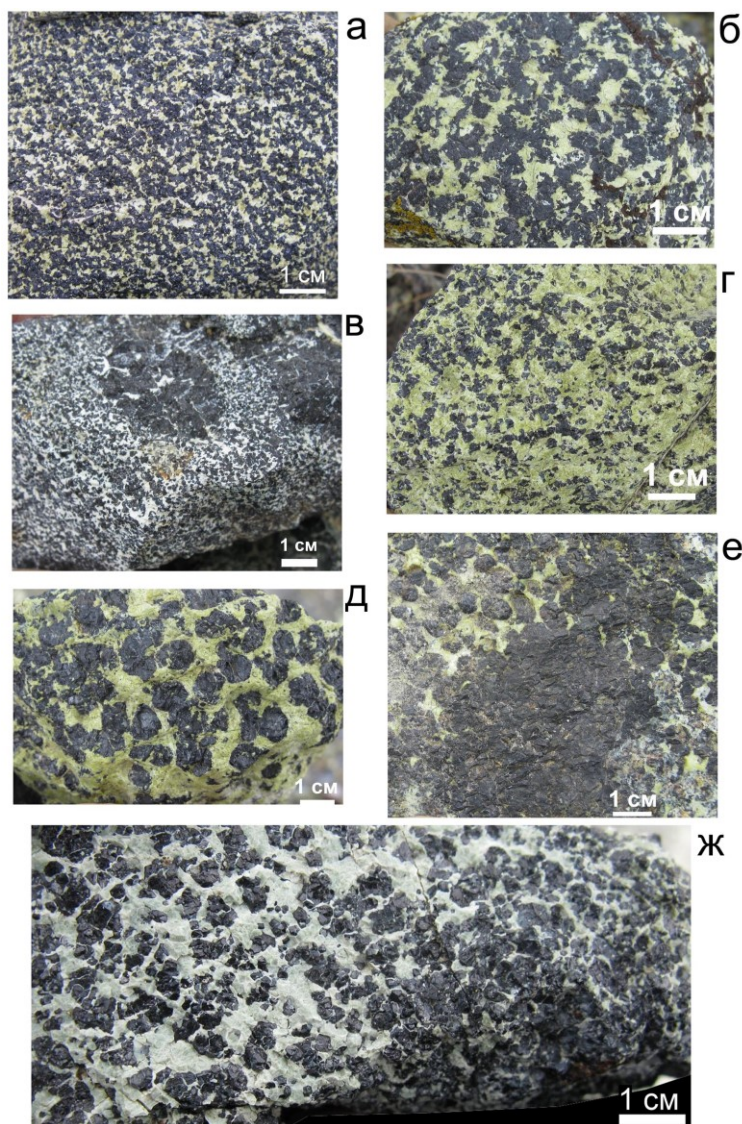
**Рис. 8.3.** Схема геологического строения района Кемпирсайских месторождений

В вертикальном разрезе южной рудоносной части Кемпирсайского массива Г.П. Самсоновым (1979) выделяется пять зон, из которых наиболее продуктивными являются зоны перемежаемости, где происходит чередование полосчатых дунит-гарцбургитов с гарцбургитами и дунитами. Крупные промышленные месторождения, например Алмаз-Жемчужина, тяготеют к дунитам зон перемежаемости (табл. 8.3).



Таблица 8.3. Схема вертикального строения рудоносной части разреза Кемпирсайского массива

Зона	Мощность, м	Первичный состав	Рудные тела	Состав руд
Верхняя перидотитовая	350	Гарцбургиты		Глиноземистые руды
Верхняя перемежаемость	500	Дуниты и сплошные руды		
		Дунит-гарцбургиты		
		Гарцбургиты		
		Дунит-гарцбургиты		
Дунитовая	350	Дуниты и редко-, средневкрапленные руды		Высокохромистые руды

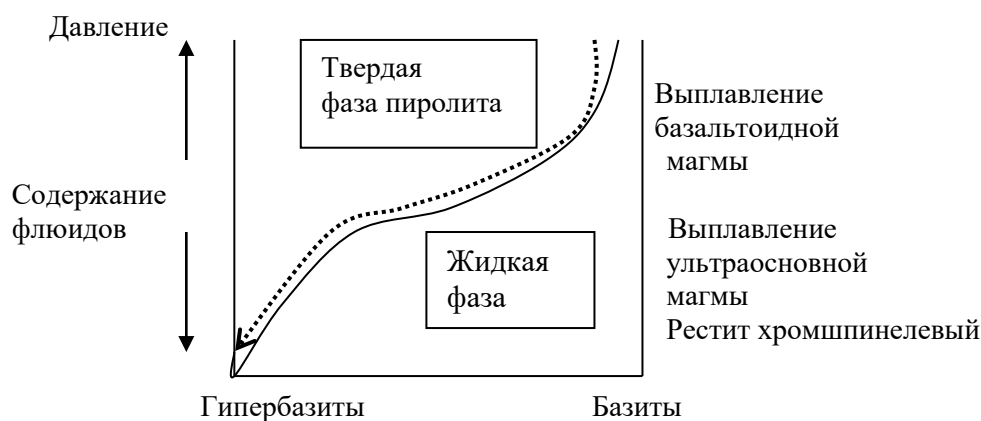


Состав хромитинелидов, слагающих рудные тела, коррелируется с составом окружающих пород. Высокохромистые высококачественные хромшпинелиды тяготеют к дунит-гарцбургитовым комплексам, а глиноземистые – к гарцбургитовым. Для руд характерны вкрапленная, массивная и нодулярная текстуры, а также крупно- и среднезернистая равнозернистая структуры (рис. 8.4).

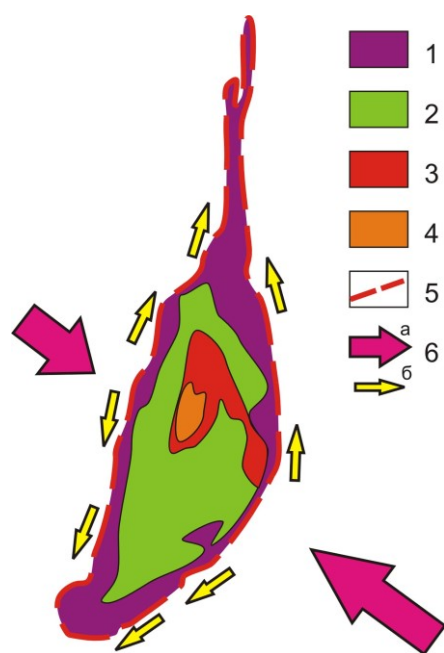
**Рис. 8.4.** Текстурно-структурные особенности хромититов Аккаргинского массива: а, б, г, ж – густовкрапленные руды, рудный и силикатный материалы образуют протяженные непрерывные агрегаты; д, е – нодулярные руды, представленные эллипсоидальными агрегатами зерен хромшпинелида в серпентинитовом матриксе, чаще располагаются в приконтактных частях массивных хромититов с резкими переходами к аподунитовому серпентиниту; в – такситовые руды, представляющие чередующиеся участки массивного и вкрапленного строения (Савельев, Мусабинов, 2018)

Месторождения представляют собой совокупность линзообразных вытянутых рудных тел, залегающих либо в дунитах вблизи их контакта с гарцбургитами, либо в гарцбургитах в пределах гнезд и линз дунитов. Благодаря линзообразной форме тел такие месторождения получили название *подиформных* (линзообразных). В рудоносных комплексах дуниты залегают над перидотитами. Это явление не может быть вызвано кристаллизационной дифференциацией и объясняется именно процессом реститообразования.

**Физико-химическая модель образования.** Реститовый класс включает месторождения, полезные ископаемые которых связаны с преобразованием мантийного материала, названного А.Э. Рингвудом *пиролитом*. Пиролит может проникать в литосферу в составе мантийного клина в условиях спредингового режима на границах расходящихся литосферных плит. Мантийный материал в верхних горизонтах литосферы попадает в условия пониженных давлений и накопления флюидов. Здесь происходит *деплетирование пиролита* (depleted – истощенный). Из него начинают последовательно выплавляться легкоплавкие базальтоидные компоненты, затем более тугоплавкие гипербазитовые. В конце концов плавится и высокотемпературный хромшпинелевый компонент (рис. 8.5). Плавление рудного материала осуществляется, по-видимому, в интервале температур 1160 – 870°C и давлениях свыше 600–700 МПа (Перевозчиков, 1995).



**Рис. 8.5.** Схема последовательного плавления (фракционирования) мантийного пиролита в условиях понижения давления и накопления флюидов



**Рис. 8.6.** Схема образования современной структуры Буруктаальско-Аккаргинского района в результате тектонического течения: 1 – серпентиниты, 2 – габброиды, 3 – диориты и гранитоиды, 4 – кварцевые монзониты, 5 – внешние тектонические контакты серпентинитов, 6 – направление действующих сил при коллизии (а) и направление пластического течения материала (б) (Савельев, Мусабилов, 2018)

Концентрация рудного вещества происходит в результате его отжатия при пластично-сколовых деформациях в мантии (рис. 8.6). Так, Д.Е.Савельев и И.И. Мусабилов (2018) полагают, что в результате тектонических движений, обусловивших образование Уральского складчатого пояса, Буруктаальско-Аккаргинский массив альпинотипных гипербазитов испытал субширотное сжатие и подъем, которые вызвали массовую серпентинизацию ультрамафитов и соответственно превращение их в реологически наиболее слабый материал по сравнению с менее компетентными габброидами и гранитоидами. Произошло обтекание серпентинитами более жесткого блока



вулканоплутонических пород посредством пластического течения, что привело к расслоению перидотит-дунит-хромититовой ассоциации и превращению протяженных зон первичных вкрапленных хромититов в подиформные тела массивного строения с сохранением общего субмеридионального простирания директивных структур внутри массива (см. рис. 8.6).

## 8.4. Месторождения ликвационного класса

*Ликвация* (лат. *liquation* – плавление) – разделение магмы на несмешивающиеся расплавы.

Явление ликвации однородного силикатного расплава при 1250°C на тяжёлую и лёгкую составляющие было подтверждено экспериментально Д.П. Григорьевым еще в 1937 г. (Тугаринов, 1973). По мнению А.А. Маракушева (1993), процессы ликвации играют ведущую роль в дифференциации магматических расплавов. Они приводят к образованию магм различного состава, в том числе и магм, обогащенных полезными компонентами. Характерными признаками ликвационных процессов считаются:

- наличие в породе рудных вкрапленников округлой формы (нодулярные текстуры),
- приуроченность пород и руд с более высокой плотностью к нижним (донным) частям магматических камер,
- секущее залегание продуктов ликвации с более низкой температурой кристаллизации по отношению к более высокотемпературным продуктам.

Перечисленные критерии наиболее характерны для месторождений сульфидных медно-никелевых руд, а сам сульфидный расплав наблюдался Б.Дж. Скиннером и Д.Л. Пеком на о. Гавайи (1973).

Толчком к ликвации служит понижение температуры, в некоторых случаях к интенсификации процесса приводит ассимиляция магмой пород, содержащих серу. Поэтому месторождения ликвационного класса целесообразно разделить на *позднемагматический* и *ассимиляционно-магматический* подклассы. Однако в обоих случаях процесс ликвационного разделения магмы, по-видимому, происходит идентично с той лишь разницей, что во втором случае количество сульфидной магмы будет больше. Формирование месторождений может происходить в плутонических и вулканических условиях.

### 8.4.1. Подкласс позднемагматический

Ликвационное расслоение магмы происходит в процессе её медленного остывания в позднемагматических условиях.

**Ряд плутонический.** Плутонический ряд месторождений связан преимущественно с гипабиссальными интрузиями магматических пород.

*Региональное положение месторождений* определяется залеганием рудоносных плутонов среди участков протерозойской (PR) или фанерозойской (FR) активизации древних платформ и нахождением рудных тел в интрузиях пород базальт-долеритовой (трапповой) формации (рис. 8.7).

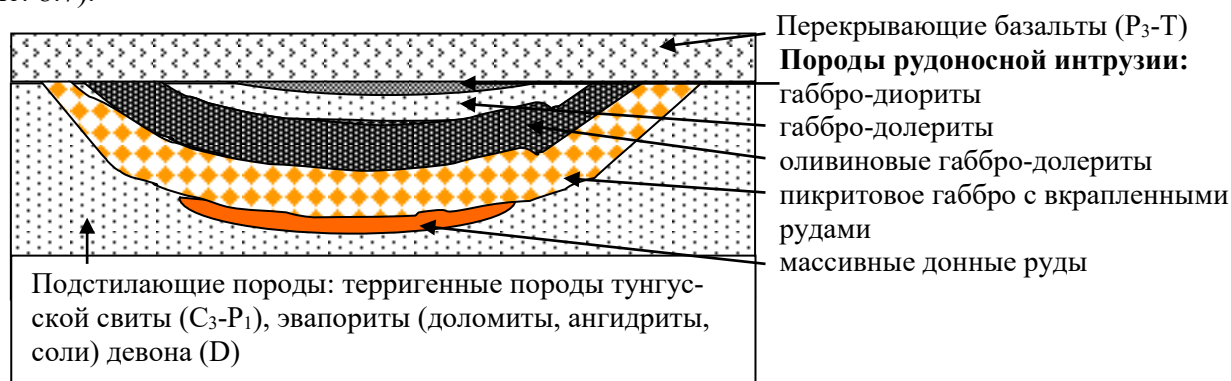


Рис. 8.7. Модель строения рудоносной интрузии в Норильском рудном поле (Красноярский край)

Плутонический ряд представлен генетическим *типом сульфидных никелево-медных кобальтсодержащих платиноносных руд в габбро-норитах*.

Он включает месторождения Норильского рудного района (Россия), района Садбери (Канада), Бушвельдского массива (ЮАР) и др. Все месторождения располагаются на активизированных в процессе внутриконтинентального рифтогенеза участках платформ и приурочены к согласным расслоенным лополитообразным интрузиям или хонолитам. Промышленные залежи чаще пластообразной формы располагаются в нижней (донной) части интрузий.

Руды характеризуются разнообразной текстурой. В пикритовых габбро-долеритах они имеют вкрапленную текстуру, в донных залежах – массивную, в приконтактных частях донных залежей – жильную и прожилковую, в экзоконтакте интрузий – брекчиевую.

Руды состоят из пирротина  $\text{FeS}$ , пентландита  $(\text{FeNi})_9\text{S}_8$ , халькопирита  $\text{CuFeS}_2$ , реже миллерита  $\text{NiS}$ , борнита  $\text{Cu}_5\text{FeS}_4$ , кубанита  $\text{CuFe}_2\text{S}_3$ . По наличию главных минералов в месторождениях всего земного шара описываемый тип еще называют *пирротин-пентландит-халькопиритовым*. Наряду с перечисленными минералами в рудах концентрируются минералы элементов семейства платины, в частности, сперрилит  $\text{PtAs}_2$ . В ряде месторождений главными минералами платиноидов являются паоловит  $\text{Pd}_2\text{Sn}$ , соболевскит  $\text{PdBi}$ , тетраферроплатина  $(\text{Fe,Ni,Cu})\text{Pt}$  и рустенбургит  $(\text{Pt,Pd})_3\text{Sn}$  (Авдонин и др. 2005). В состав минералов никеля (пентландита и миллерита) в качестве изоморфной примеси входит кобальт. Пирротин используется для производства серной кислоты и получения железных огарков для металлургического производства. Таким образом, главными полезными химическими элементами руд являются  $\text{Cu}$ ,  $\text{Ni}$  и  $\text{Pt}$ , попутными –  $\text{Co}$  и металлы платиновой группы ( $\text{Ru}$ ,  $\text{Rh}$ ,  $\text{Pd}$ ,  $\text{Os}$ ,  $\text{Ir}$ ). На месторождениях из руд попутно получают  $\text{Au}$  и  $\text{Ag}$ , а также  $\text{Se}$  и  $\text{Te}$ , изоморфно замещающие медь и серу в сульфидах.

**Ряд вулканический.** К вулканическому ряду ликвационного класса отнесены сульфидные, преимущественно никелевые руды с медью и платиноидами в излившихся вулканических породах: коматиитах и толеитах.

Месторождения характерны только для докембрийских комплексов пород зеленокаменных поясов фундаментов платформ. Они приурочены к архей-протерозойским (AR-PR) складчатым областям, породам коматиит-базальтовой формации. Руды залегают в эффузивных породах ультраосновного и основного отрядов. Плутонические породы рассматриваются в качестве субвулканических подводящих каналов.

Выделяют два типа месторождений (Надрет, 1984): *сульфидный никелевый*, связанный с коматиитами (ультраосновными вулканитами) и *сульфидный медно-никелевый*, связанный с толеитами (основными вулканитами).

Наиболее крупным представителем месторождений, связанных с коматиитами, является месторождение Камбалда в Западной Австралии на щите Иилгарн, где пластообразная залежь, сложенная пирротинном, пентландитом с меньшим количеством халькопирита, располагается в подошве потока коматиитовой лавы, залегающего на базальтах (рис. 8.8).

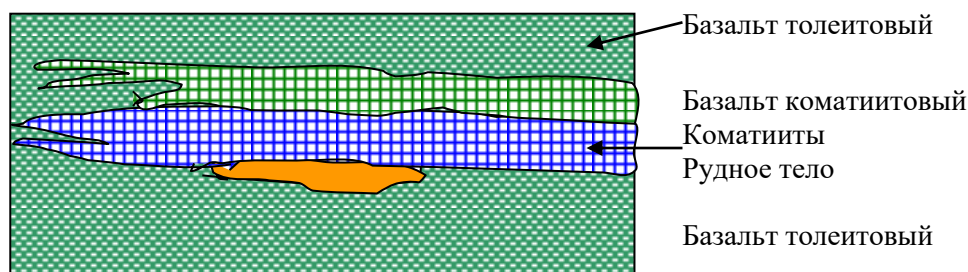
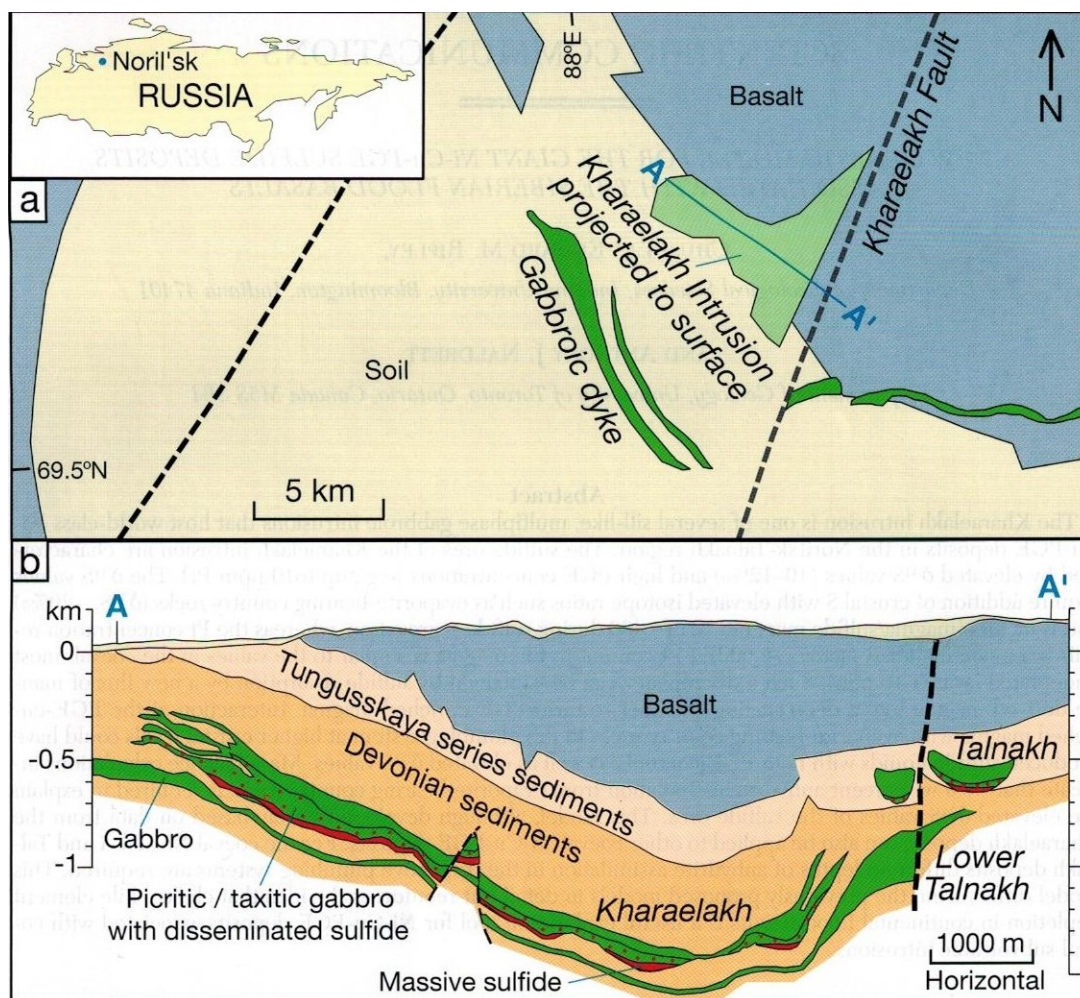


Рис. 8.8. Разрез месторождения Камбалда (схематизировано по F.J. Sawkins, 1990, с. 197)

С толеитовыми базальтами связаны месторождения Печенгского рудного узла в Мурманской области на северо-востоке Балтийского щита. Здесь медно-никелевые руды тяготеют к перидотитам сложных массивов ультраосновных и основных магматических пород.

### 8.4.2. Подкласс ассимиляционно-магматический

Идея ассимиляционно-магматического рудообразования появилась после исследований изотопного состава серы сульфидов Норильского района Г.Д. Годлевским и Л.Н. Гриненко, которые установили её обогащение тяжёлым изотопом  $^{34}\text{S}$  (Тугаринов, 1973). Позже она была подтверждена Li Chusi, Ripley Edward M. and Naldrett Antony J. в 2009 г. по результатам исследования рудоносной Хараелахской силлоподобной мультифазной габброидной интрузии Норильско-Талнахского региона (рис. 8.9).

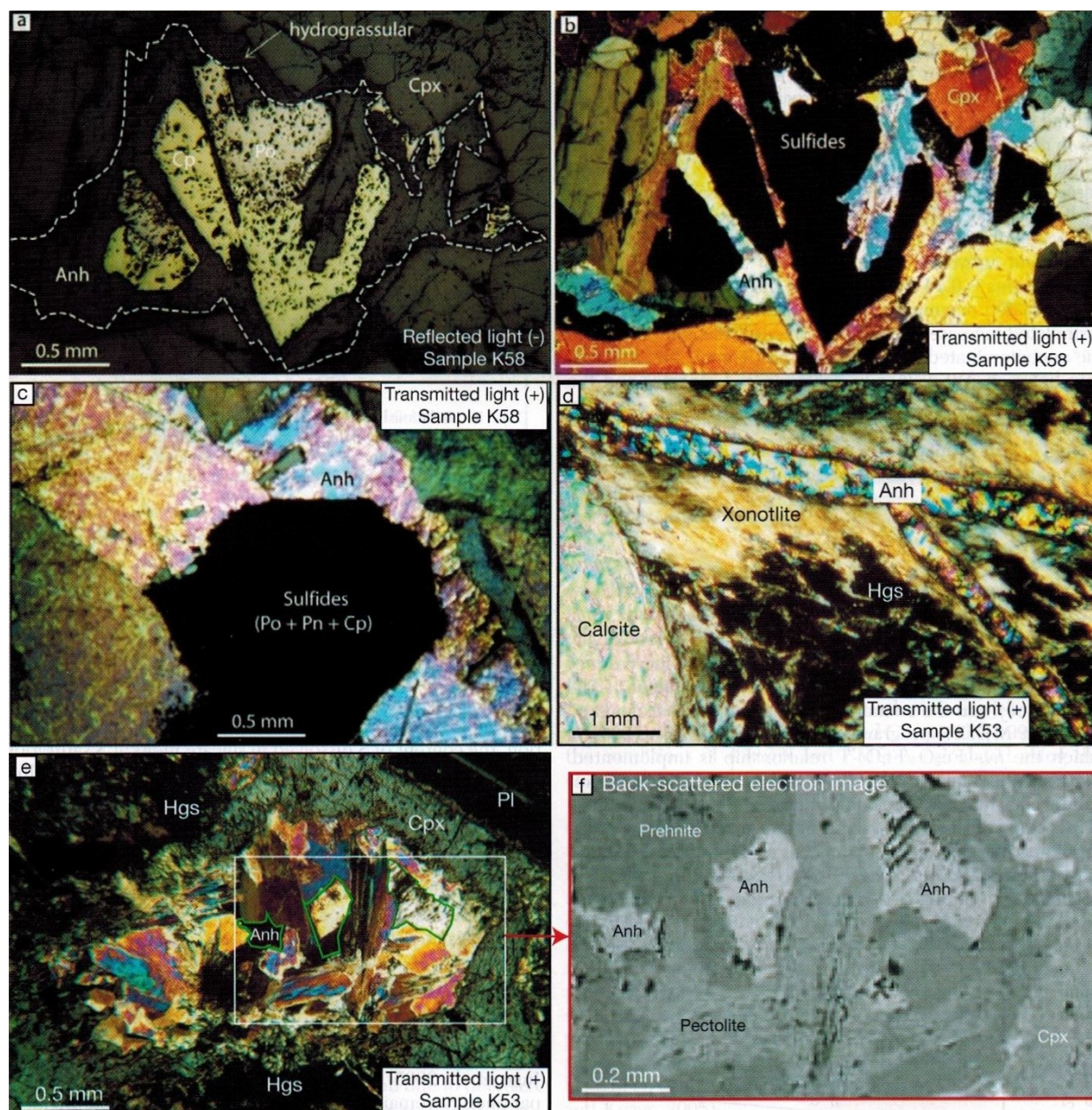


**Рис. 8.9.** Схематическая геологическая карта Талнахского региона (а), разрез Хараелахской рудоносной интрузии (b) (Li et al., 2009)

Авторами установлено, что сульфидные руды интрузии отличаются повышенными содержаниями тяжёлого изотопа серы ( $\delta^{34}\text{S}$ : 10–12 ‰) и высокой концентрацией элементов платиновой группы (PGE) (более 10 ppm Pt). Высокое содержание  $\delta^{34}\text{S}$  может быть объяснено ассимиляцией сульфатной серы с повышенным содержанием тяжёлого изотопа. Источником серы явились ангидриты из толщи девонских эвапоритов, вмещающей рудоносные интрузии (рис. 8.7, 8.9). В ангидритах девона содержание тяжёлого изотопа  $\delta^{34}\text{S}$  составляет порядка 20 ‰. Присутствие включений ангидрита в породах и рудах зафиксировано на микрофотографиях шлифов в отраженном, проходящем свете и под электронным микроскопом (рис. 8.10).

По результатам исследования авторами построена модель формирования месторождения. Оно является результатом взаимодействия силикатной магмы с эвапоритовыми породами в глубинной системе на высоком коровом уровне, которое привело к ликвации сульфидной магмы. Силикатная магма была обогащена металлами платиновой группы, а ассимиляция сульфатов привела к обогащению отликвировавшей сульфидной магмы платиноидами.

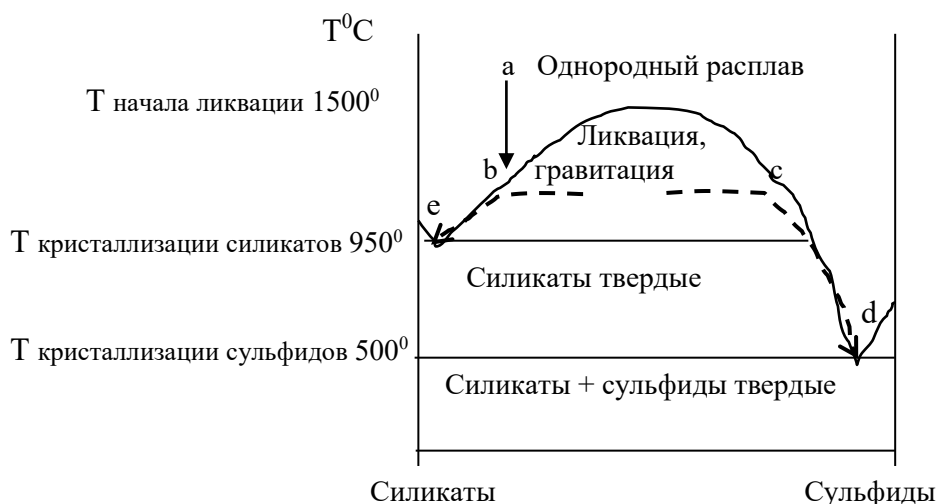




**Рис. 8.10.** Микрофотографии пород и руд Хараелахской интрузии с включениями ангидритов (a, b, c), ассоциация ангидритов и сульфидов (d, e, f). *Ang* – ангидрит, *Cr* – халькопирит, *Cpx* – клинопироксен, *Hds* – гидрогроссуляр, *Pn* – пентландит, *Po* – пирротин (Li et al., 2009)

### 8.4.3. Физико-химическая модель образования ликвационных месторождений

Остановимся на физико-химической модели процесса ликвации сульфидно-силикатного расплава (рис. 8.11). Для построения этой модели в координатах температура – состав имеются следующие данные: ликвация начинается при охлаждении расплава ниже 1500°C, температура начала кристаллизации силикатного габброидного расплава составляет порядка 950°C, а сульфидного – порядка 300°C. Следовательно, в интервале температур от 1500 до 950° будет происходить ликвационное выделение капель сульфидной жидкости в силикатной.



**Рис. 8.11.** Физико-химическая диаграмма, моделирующая разделение исходной однородной базальтовой магмы на сульфидный и силикатный расплавы в условиях понижения температуры

На модели показано, что при охлаждении расплава состава, соответствующего фигуративной точке *a*, и достижении им температуры точки *b* из однородной жидкой фазы начнут появляться капли преимущественно сульфидной жидкой фазы состава точки *c*. С дальнейшим понижением температуры размеры этих капель будут увеличиваться и состав их будет изменяться по линии *cd* в сторону увеличения концентрации сульфидного компонента до точки *d*. Одновременно при достижении температуры  $950^{\circ}$  в точке *e* в твердую фазу выпадает силикатная составляющая, тогда как сульфидная – остаётся жидкой до температуры порядка  $500^{\circ}$ . Из диаграммы следует, что для раннего начала ликвации при более высокой температуре важно, чтобы в исходном расплаве было достаточно высокое содержание сульфидной компоненты.

Поскольку процесс протекает в поле силы тяжести, выделения сульфидной жидкости, имеющие значительно большую плотность по сравнению с окружающим силикатным расплавом, будут стремиться опуститься в нижнюю часть магматической камеры. Если процесс охлаждения будет протекать быстро, капли не успеют соединиться в массу и возникнут руды с вкрапленной текстурой. При медленном охлаждении в донной части камеры возникнет слой сульфидного расплава, который впоследствии превратится в пластообразную залежь массивных руд.

Охлаждение системы до температуры ниже точки *e* вызовет переход силикатного расплава в твердое состояние, в то время как сульфидный расплав останется в жидком состоянии. Тогда в случае возникновения разрывных нарушений он сможет проникать в них и, застывая, образовывать там руды жильной, прожилковой или брекчиевидной текстуры. Ниже точки *d* система полностью закристаллизуется.

Таким образом, наилучшие условия для ликвации создаются в глубинной среде постепенного понижения температуры. Отликировавшая магма может проникнуть в верхние части коры и даже излиться на поверхность земли, образуя вулканический ряд месторождений.

## 8.5. Месторождения кристаллизационного класса

Идеи кристаллизационной дифференциации были заложены в 1915 г. Н. Боуэном и развиты впоследствии применительно к расслоенным комплексам Л. Уэйджером и Г. Брауном (1970), в России Е.В. Шарковым (2006). Они заключаются в том, что при охлаждении магматического расплава начинается кристаллизация ранних минералов из преобладающих в расплаве избыточных химических компонентов.

Возникшие кристаллы отличаются по плотности от расплава и под действием силы тяжести либо всплывают, либо тонут в нем. В результате накопления кристаллов образуется слой, состоящий из ранних минералов, а состав остаточного расплава обогащается менее распространенными компонентами.

В месторождениях кристаллизационного класса полезное ископаемое может образоваться на ранней или на поздней стадии магматического процесса. На ранней стадии магма достаточно однородна и в результате её кристаллизации образуются массивы более или менее однородных магматических пород. На поздней стадии при медленном остывании магма успевает дифференцироваться на составляющие, благодаря чему образуются разнообразные по составу полезные ископаемые. Учитывая это, класс кристаллизационных месторождений подразделен на раннемагматический и позднемагматический подклассы.

### 8.5.1. Подкласс раннемагматический

**Плутонический ряд** раннемагматических месторождений включает месторождения различных интрузивных горных пород, используемых в качестве естественных строительных камней. К этому же ряду относят месторождения нефелиновых пород, разрабатываемые для получения алюминия. Выделяют следующие типы месторождений:

- естественных строительных камней (Ломовское габбро-долеритов в Пермском крае);
- нефелиновых руд (Кия-Шалтырское уртитов в Кемеровской области);
- аляскитовых гранитов с мелкочешуйчатым мусковитом (США).

**Вулканический ряд** раннемагматических месторождений также представлен месторождениями естественных строительных камней, состоящими из эффузивных горных пород. Среди них чаще всего используются наиболее распространённые в природе базальты.

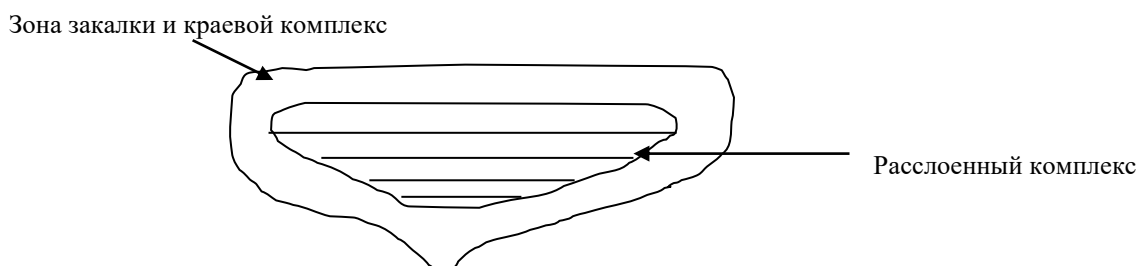
**Вулканоогенно-осадочный ряд** включает различные туфы, распространённые в складчатых областях. Примером могут служить туфы Армении.

### 8.5.2. Подкласс позднемагматический

#### 8.5.2.1. Ряд плутонический

Месторождения этого ряда встречаются в двух различных тектонических обстановках: на активизированных платформах в обстановках внутриконтинентальных рифтов и в складчатых областях.

**На платформах** месторождения связаны с расслоенными интрузиями магматических пород (рис. 8.12). Для них характерна пласто- и линзообразная форма тел полезных ископаемых, согласная с напластованием стратифицированных плутонов. Состав полезных ископаемых определяется принадлежностью плутонов к той или иной формации магматических пород. Месторождения являются составной частью стратифицированных плутонов ультраосновного, основного и щелочного составов. Рудные залежи имеют четкую приуроченность к определенным горизонтам расслоенных комплексов. Причем, чем больше мощность залежей, тем обычно выше в них содержание полезных компонентов.



**Рис. 8.12.** Модель расслоенной интрузии, состоящей из краевой части, образовавшейся при быстром охлаждении расплава, и расслоенного комплекса (по Е.В. Шаркову, 2006)



Остановимся на рудоносных формациях магматических пород и связанных с ними типах месторождений.

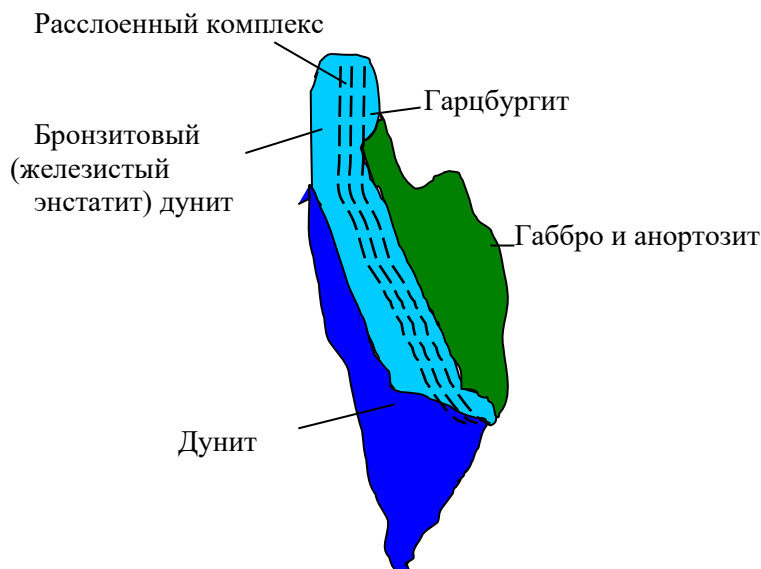
1. *Гарцбургит-ортопироксенит-норитовая формация.* Она отличается присутствием в породах ромбического пироксена (ортопироксена). Ромбические пироксены (энстатит  $Mg_2[Si_2O_6]$ , гиперстен  $(Mg,Fe)_2[Si_2O_6]$ ) характеризуются повышенным содержанием магния, в отличие от моноклинных пироксенов (таких как диопсид  $(Ca,Mg)[Si_2O_6]$ , авгит  $(Ca,Na)(Mg,Fe,Al)[(Si,Al)_2O_6]$ ), имеющих высокое содержание кальция.

Наиболее полный разрез формации представлен в уникальном Бушвельдском массиве в ЮАР. В массиве присутствуют крупные по площади, но небольшие по мощности пластообразные залежи хромшпинелевых, титаномagnetитовых и платиновых руд, расположенные в определённых частях геологического разреза (табл. 8.4). Таким образом, Бушвельдский массив содержит 3 типа месторождений в расслоенной части: *тип хромшпинелевых руд, тип титаномagnetитовых руд* (Fe, Ti, V), *тип платиновых* (Pt, Pd и др.) руд.

**Таблица 8.4.** Характеристика геологического разреза Бушвельдского массива (по Уиллемзу, 1973)

Зона	Мощность, км	Состав
4. Верхняя	1,9	Ферродиорит
		Габбро, 21 маломощный <i>титаномagnetитовый</i> пласт
		Главный <i>титаномagnetитовый</i> пласт (мощность 2,4 м, прослежен по простираанию на 320 км)
3. Главная	3,0	Норит, габбро-норит и анортозит, 4 <i>титаномagnetитовых</i> пласта
2. Критическая	1,1	Риф Меренского ( <i>платина</i> )
		Норит, переслаивающийся с пироксенитом и анортозитом, пласты <i>хромитита</i>
		Главный <i>хромитовый</i> пласт в пироксенитах (мощность 1,2 м)
1. Базальная	1,3	Чередование слоев пироксенита, норита, перидотита, пласты глинозёмистого хромшпинелида
Закалки		Оливиновый норит (гиперит) и включения кварцита

На западном склоне Урала известны сарановский (Средний Урал, Пермский край) и ку-синский (Южный Урал, Челябинская область) комплексы расслоенных интрузий, относящиеся к рассматриваемой формации. Их образование происходило в условиях активизированной платформы в позднем протерозое.



**Рис. 8.13.** Петрографическая модель строения Главного Сарановского массива (по О.К. Иванову, 1990). Пунктирными линиями показаны три промышленные залежи хромовых руд

К наиболее крупному из массивов сарановского комплекса приурочено Главное Сарановское месторождение хромшпинелевых руд, пластообразные субпараллельные залежи массивных руд которого мощностью до 10 м располагаются среди серпентинизированных гарцбургитов (рис. 8.13). В рудах преобладает хромпикотит с небольшой примесью хлорита.

В Кусинской интрузии расслоенных габбро-амфиболитов находятся два пластовых субпараллельных тела богатых ильменит-титаномагнетитовых руд мощностью до 5 м. В них содержание суммы рудных минералов достигает 95%, остальное приходится на хлорит.

**2. Нефелин-сиенитовая формация.** Она включает сложные плутонические комплексы, состоящие из щелочных пород среднего (фельдшпатоидных сиенитов, именуемых общим названием «нефелиновые сиениты»), основного (рисчориты, малиньиты) и ультраосновного (ийолиты, уртиты) отрядов. Породы формации образуют интрузии центрального типа, имеют концентрическое строение и располагаются на активизированных участках платформ. Для формации характерны два редко встречающихся на Земле типа месторождений: *нефелин-апатитовый тип* (главные полезные элементы – Р и Al) в Хибинском массиве и *лопаритовый тип* (Ti, TR, Nb) в Ловозерском массиве. Оба массива расположены на Балтийском щите (Кольский полуостров, Мурманская область).

В Хибинском массиве нефелиновые породы (ийолиты, уртиты) залегают в виде кольцевого воронкообразного тела, в кровле которого полукольцом располагаются линзообразные залежи апатита. Тела апатита постепенными переходами связаны с подстилающими уртитами.

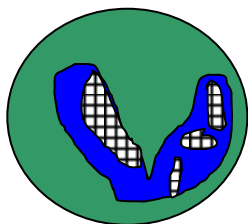
Апатит используется для получения фосфорных соединений, в первую очередь удобрений. Нефелин относится к попутным полезным ископаемым и используется как алюминиевое сырьё.

В Ловозёрском массиве лопарит концентрируется в малиньитах – щелочных породах основного отряда, состоящих из полевого шпата, нефелина и щелочного клинопироксена. Малиньиты вместе с луявритами образуют пластообразные тела в расслоенном комплексе массива. Сложный состав лопарита (Ce ..., Na, Ca)(Ti,Nb)O<sub>3</sub> обусловил его использование в качестве источника редкоземельных элементов цериевого ряда, титана, ниобия и тантала.

**В складчатых областях,** по-видимому, в обстановке задугового спрединга сформировались породы *дунит-клинопироксенит-габбровой формации*. В отличие от предыдущих платформенных формаций она распространена в фанерозойских геосинклиналях. Массивы магматических пород формации цепочкой протягиваются вдоль складчатых областей, образуя протяженные пояса на Урале и в Северной Америке. Типичным является Платиноносный пояс Урала. Своё название он получил благодаря связанным с дунитами формации промышленным россыпям платиновых металлов.

С породами формации связаны три промышленных типа месторождений: *тип титаномагнетитовых руд*, *тип медно-титаномагнетитовых руд* и *тип платиновых руд*.

Наиболее широкое распространение имеют *месторождения титаномагнетитовых руд*. Вкрапленные и шлирово-вкрапленные руды встречаются практически во всех телах клинопироксенитовых пород. На Урале разрабатываются Гусевгорское месторождение Качканарского рудного поля, расположенное в пределах одноименного массива (рис. 8.14), и Первоуральское месторождение Ревдинского массива.



**Рис. 8.14.** Качканарское рудное поле. Рудные тела (заштрихованы в клеточку) приурочены к пироксенитам (синее), зеленое – габбро. Западное тело рудных пироксенитов образует Собственно Качканарское месторождение, восточное – Гусевгорское



Крупные запасы титаномагнетитовых руд сосредоточены в пределах Качканарского рудного поля. Здесь линзо- и столбообразные залежи вкрапленных руд приурочены к телам пироксенитов, залегающих в окружении габбро. Руды отличаются относительно низким средним содержанием главного полезного компонента – железа (около 16%) при больших запасах (порядка 2 млрд *т*). Среднее содержание  $TiO_2$  составляет 1,6 %,  $V_2O_5$  – 0,14%. Ванадий извлекается из титаномагнетитовых руд в процессе передела их в сталь.

Элементы расслоенности менее четкие по сравнению с платформенными комплексами характерны и для рассматриваемых залежей титаномагнетитовых руд, наиболее отчетливо они проявляются в Собственно Качканарском месторождении.

Реже титаномагнетитового встречаются месторождения *медно-титаномагнетитового типа*, как, например, Волковское в Свердловской области. Оно приурочено к массиву габбро, где титаномагнетит находится в ассоциации с борнитом, халькопиритом и апатитом.

*Тип платиновых руд*, как уже было отмечено, тяготеет к дунитовым массивам формации. Платиноиды (поликсен, иридиястая платина, сысертскит, невяньскит и др.) образуют редкую вкрапленность в дунитах, размыв которых приводит к формированию россыпей. Уникальные коренные залежи платины трубообразной формы были встречены в Нижне-Тагильском массиве среди дунитов (месторождение Господская шахта). Можно предположить, что дуниты описываемой формации могут быть отнесены к реститовым образованиям.

**Генезис месторождений кристаллизационного класса.** Графическое физико-химическое моделирование процесса кристаллизационной дифференциации может быть показано на двухкомпонентной диаграмме оливин – хромшпинелид. Для ее построения воспользуемся следующими данными: температуру кристаллизации чистого оливина примем равной 1800°C, чистого хромшпинелида – 1900°C, смеси оливин-хромшпинелид при содержании оливина 20% и хромшпинелида 80% – 1000°C (рис. 8.15).

В качестве исходного возьмём расплав, по составу отвечающий дуниту с содержанием хромшпинелевой компоненты 5%, и начнем его охлаждать (фигуративная точка *a*). При достижении расплавом температуры, отвечающей точке *b*, т.е. температуры солидуса для расплава указанного состава, в твердую фазу начнет переходить избыточный компонент – оливин. Начинается ранняя стадия кристаллизации расплава. По мере выпадения оливина в твердую фазу расплав начнет обогащаться хромшпинелевым компонентом и процесс пойдет по линии солидуса от точки *b* по направлению к точке *ε*. При этом оливин, имеющий меньшую плотность, начнет постепенно всплывать, а остаточный расплав будет проникать в нижнюю часть камеры (кристаллизующегося слоя), т.е. на фоне кристаллизационной дифференциации будет происходить гравитационная дифференциация вещества. В точке эвтектики (*ε*) начнется позднемагматическая стадия процесса – кристаллизация расплава, существенно обогащенного рудным компонентом. В результате в конечном счете образуется пластообразная залежь хромовых руд. Аналогичная модель может быть предложена и для образования концентраций других полезных ископаемых кристаллизационных месторождений.

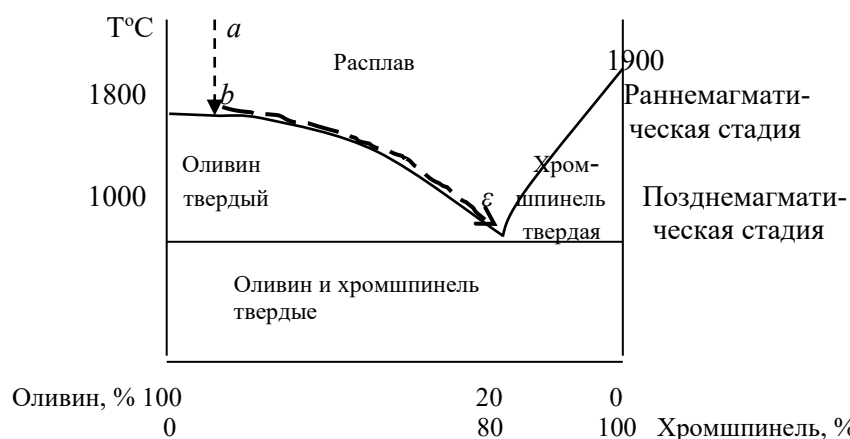


Рис. 8.15. Физико-химическая модель процесса кристаллизационной дифференциации

Описанная генетическая модель является весьма упрощенной. В ней показано развитие простейшей системы, состоящей из двух компонентов. Природные же системы отличаются многокомпонентностью и большими размерами.

#### 8.5.2.2. Ряд пегматитовый

**Пегматиты** – магматические жильные силикатные горные породы крупно- и гигантокристаллической структуры. Форма их залегания и особенности структуры свидетельствуют о том, что они кристаллизуются в конце магматического процесса. Пегматиты бывают во всех отрядах магматических горных пород: ультраосновных, основных, средних и кислых. Все они могут использоваться в качестве декоративных строительных и поделочных камней. Габбро-пегматиты распространены, например в Гусевогорском месторождении титаномагнетитовых руд, где они залегают среди рудных пироксенитов в виде секущих плитообразных крутопадающих тел.

Особую ценность представляют пегматиты отряда кислых пород (гранитные пегматиты) и отряда средних пород (пегматиты нефелиновых сиенитов). Именно в них концентрируются редкие металлы и минералы.

Ранее пегматиты рассматривались в составе самостоятельной генетической группы. В настоящем пособии мы рассматриваем их как результат магматического процесса в магматической группе и как результат магмо-метаморфического процесса в группе регионального метаморфизма (табл. 8.5).

**Таблица 8.5.** *P-T условия формирования пегматитов (по А.И.Гинзбургу и др., 1979, с изменениями)*

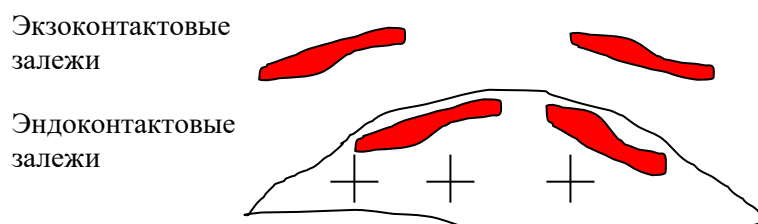
Генетическая группа	Фация метаморфизма	Z, км	Температура, °C							
			100	200	300	400	500	600	700	800
Магматическая	Зелёных сланцев	0								
		1								
		2								
	Амфиболовая	3								
		4								
		5								
		6								
		7								
		8								
	Мигматитовая	9								
		10								
		11								
	Гранулитовая									

Месторождения пегматитового ряда магматической группы характерны для фанерозойских складчатых областей (геосинклиналей), где промышленные месторождения связаны с субдукционными или коллизионными гранитоидами, а также для зон активизации фундаментов платформ. Они залегают среди или близ материнских интрузий. Пегматитовые тела эпигенетичны по отношению к окружающим породам и имеют форму секущих или согласных жил и линзообразных залежей. Размеры тел небольшие, длина их измеряется первыми десятками, реже сотнями метров, а мощность – единицами метров. Для гранитных пегматитов характерна графическая (письменная) крупнокристаллическая структура. Графическая структура рассматривается как результат кристаллизации эвтектического расплава, состоя-

щего из смеси кварц- полевошпатовых компонентов. Состав пегматитов тождественен составу исходных рудоносных пород (гранитов, нефелиновых сиенитов).

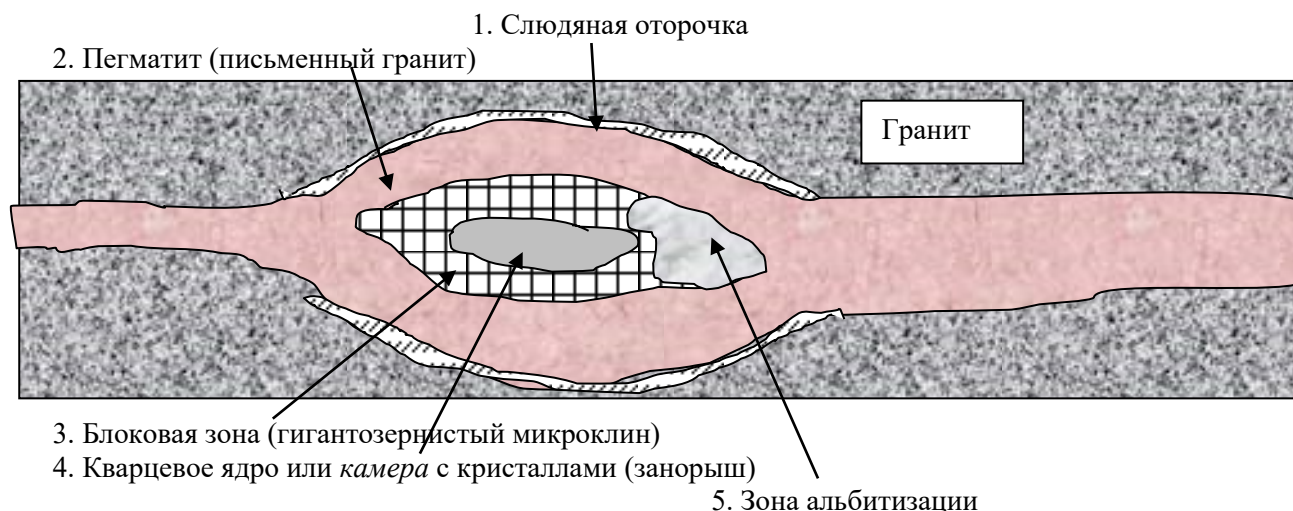
**Типы месторождений.** Среди пегматитовых месторождений магматической группы выделяют 2 типа.

**Тип 1. Самоцветные зональные камерные пегматиты** (метасоматически замещенные, по В.И. Смирнову; пегматиты чистой линии, по А.Е. Ферсману). Пегматитовые тела месторождений располагаются в эндо- или экзоконтактовых зонах интрузий пород лейкогранитовой формации (рис. 8.16).



**Рис. 8.16.** Размещение пегматитов в экзо- и эндоконтактовой частях интрузии гранитов

Для раздувов жил характерна зональная текстура (рис 8.17), отсюда появилось и название – зональные пегматиты. Внутри раздува может быть полость (камера, занорыш) с кристаллами самоцветов (мориона, топаза, аквамарина, берилла, воробьевита, турмалина и др.). Размеры полостей достигают нескольких метров, а размеры самих кристаллов – десятков сантиметров. В ряде случаев камера бывает заполнена стекловатым кварцем.



**Рис. 8.17.** Раздув пегматитовой жилы и её зоны

**Тип 2. Редкометалльные пегматиты.** Тип связан с породами гранитовой формации. В пегматитах накапливаются литофильные элементы с малыми и большими радиусами ионов (табл. 8.6).

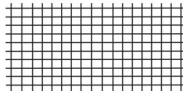
Выделяются следующие подтипы редкометалльных пегматитов:


- литиеносные (сподуменовые),
- бериллоносные (берилловые),
- рубидий-цезиевые (сподумен-поллуцитовые) с Ta, Nb (колумбит-танталит) и Sn (касситерит).


Пегматиты распространены в Уральской складчатой области (месторождения Мурзинско-Адуйского района), в Забайкалье (Адун-Чолон в Читинской области), на Украинском щите и в других регионах.


Таблица 8.6. Положение элементов пегматитов (красное) в таблице Д.И.Менделеева

Периоды	Подгруппы элементов					
	Ia	IIa	IIIb	IVb	Vb	VIb
2	Li	Be				
3	Na	Mg				
4	K	Ca	Sc	Ti	V	Cr
5	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo
6	Cs	Ba	TR	Hf	Ta	W
7	Fr	Ra	Ac, U			

  
 Элементы магматических месторождений

  
 Элементы гидротермальных и колчеданных месторождений

  
 Элементы пегматитовых и альбитит-грейзеновых месторождений (Li, Be, Rb, Y, Zr, Nb, Cs, TR, Hf, Ta)

  
 Элементы экзогенных месторождений

### Генезис пегматитовых месторождений

1. *Магматическая гипотеза А.Е. Ферсмана (1936).* Пегматиты – продукты кристаллизации остаточного расплава, обогащенного летучими компонентами. Она стала итогом обобщения материалов по пегматитам Урала, Сибири и Европы, которые он лично посетил. Её геологическое обоснование заключается в связи месторождений с интрузиями и в зональном строении пегматитов. Физико-химическое обоснование гипотеза нашла в представлениях Фогта-Ниггли о неограниченной растворимости воды в силикатном расплаве.

А.Е.Ферсман рассматривал пегматиты как промежуточные продукты эволюции постепенного остывающего магматического очага между начальными магматическими и конечными гидротермальными образованиями (рис. 8.18).

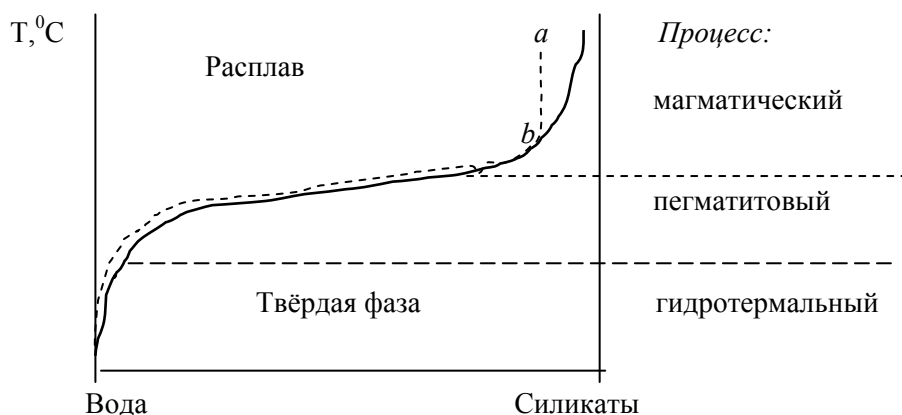


Рис. 8.18. Физико-химическая модель кристаллизации магмы с образованием пегматитов

Точка *a* на диаграмме характеризует силикатный расплав с незначительным количеством флюидов. При его охлаждении в точке *b* силикатная часть начинает переходить в твёрдую фазу, начинается процесс кристаллизации магмы. Оставшаяся часть расплава обогащается водными флюидами, происходит образование пегматитов. В конце концов остаётся преобла-

дающая жидкая водная фаза, система заканчивается гидротермальным процессом. Гидротермы обуславливают аутометасоматические процессы замещения калиевых полевых шпатов натриевыми, происходит альбитизация пород (см. рис. 8.17).

2. *Гидротермально-метасоматическая гипотеза А.Н. Заварицкого (1943)*. Геологическое обоснование: залегание пегматитов среди метаморфических пород. Физико-химическое – экспериментальные сведения об ограниченной растворимости воды в силикатном расплаве. Гипотеза была предложена для формирования мусковитовых пегматитов, которые будут рассмотрены в главе 13 как продукты мигматизации.

3. *Синтетическая гипотеза Р.Джонса, Е. Камерона (1950)*. Пегматитообразование совершается в два этапа: 1) магматический, 2) метасоматический. Гипотеза фактически повторяет гипотезу А.Е. Ферсмана.

4. *Магматическая ликвационная гипотеза А.А. Маракушева (1993)*. Пегматиты – продукты ликвации кислой магмы. По вещественному составу пегматиты близки к материнским гранитам. Ликвация такого расплава проблематична.

Температура образования пегматитов магматической группы повышена. Она максимальна у хрусталеносных пегматитов, у редкометалльных пегматитов, образующихся на большей глубине, она понижается (табл. 8.6). Мигматитовые пегматиты будут описаны в метаморфогенной серии.

### 8.5.2.3. Ряд вулканический

К вулканическому ряду позднемагматических месторождений могут быть отнесены месторождения апатит-магнетитовых руд Кируна-Вары в Швеции, где пластообразное рудное тело залегает среди сиенит-порфиров и кварцевых сиенит-порфиров, а также магнетитовые лавы Чили в андезитах с содержанием железа более 50% (Парк, Мак-Дормид, 1966).

Эти месторождения можно рассматривать как продукты кристаллизации остаточных рудных расплавов, выведенных на поверхность.

## 8.6. Месторождения флюидно-магматического класса

К флюидно-магматическому классу относятся месторождения, в образовании которых существенную роль играют мантийные флюиды. Формирование месторождений начинается в глубинных мантийных условиях, а благодаря высокой концентрации флюидов глубинный материал по локальным зонам поднимается до земной поверхности. Поэтому такие образования можно рассматривать как вулканоплутонические. В класс входят месторождения трёх подклассов: раннемагматического (алмазоносные магматиты), позднемагматического (карбонатитовые) и ассимиляционно-магматического (магномагнетитовые).

### 8.6.1. Подкласс раннемагматический. Ряд кимберлитовый

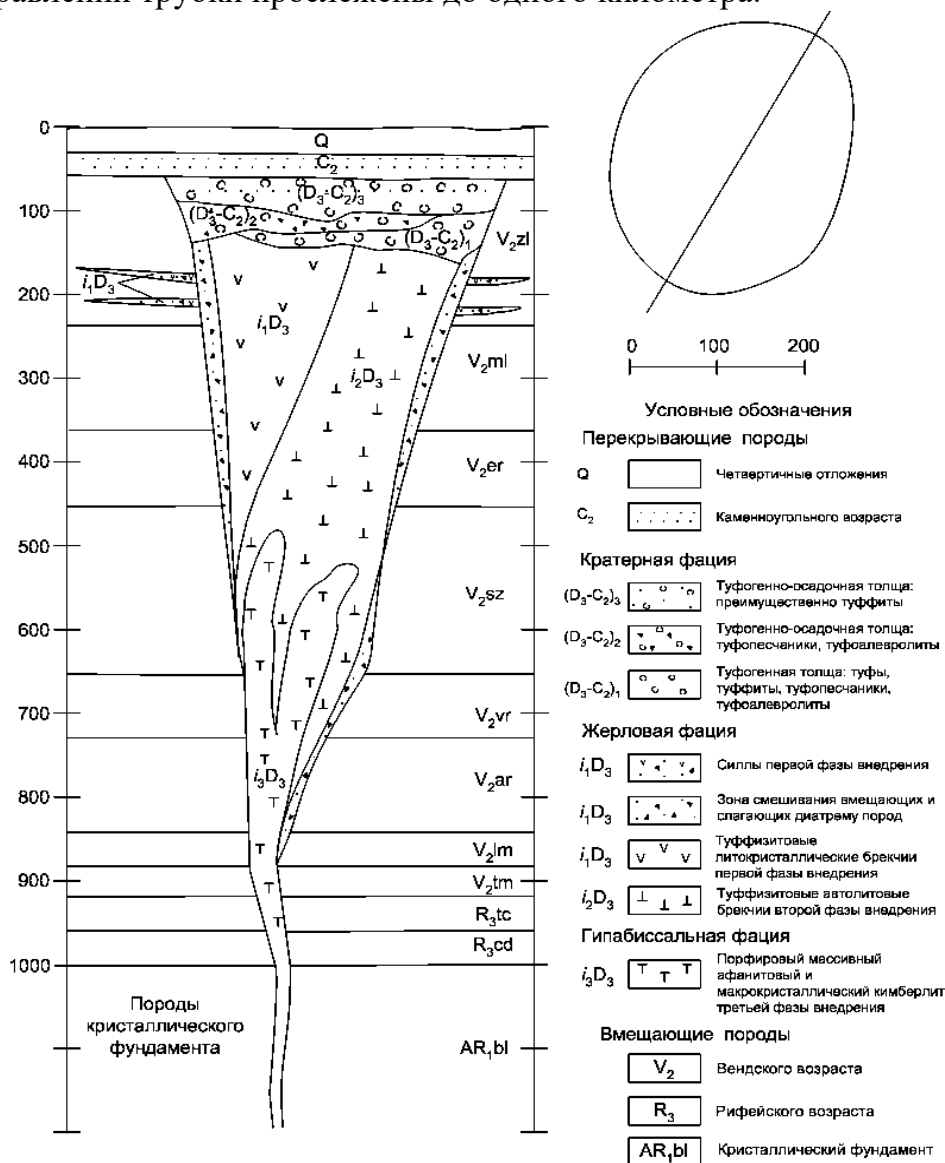
Главным полезным ископаемым месторождений кимберлитового ряда является алмаз. Алмазоносные породы относятся к гипабиссальному классу пород ультраосновного отряда. Среди них различают кимберлиты и лампроиты.

*Региональное положение.* Месторождения алмазоносных кимберлитов тяготеют к тектонически ослабленным активизацией внутренним частям древних платформ (кратонов): Сибирской (трубки Мир, Зарница), Восточно-Европейской (трубки Архангельская, Ломоносовская), Африканской (Кимберли, Премьер), Северо-Американской и др.

Месторождение алмазоносных лампроитов расположено на севере Австралийской платформы (трубка Аргайл) в блоке древних пород Кимберли. Лампроиты встречаются на периферических частях кратонов или в обрамляющих их докембрийских складчатых поясах.

Первооткрыватель коренных месторождений алмазов в России геолог Лариса Попугаева, выпускница Ленинградского университета, в 1941–1942 гг. обучалась в Пермском университете.

*Строение алмазоносных месторождений.* Для залежей алмазоносных кимберлитов характерна трубообразная форма. С глубиной трубки сужаются и переходят в дайки. На горизонтальных сечениях они имеют эллипсовидную форму с поперечными размерами в несколько сотен метров, иногда до одного километра (рис. 8.19). В вертикальном направлении трубки прослежены до одного километра.



**Рис. 8.19.** Модель трубки щелочно-ультраосновных магматитов Зимнего Берега (Гаранин и др., 2008)

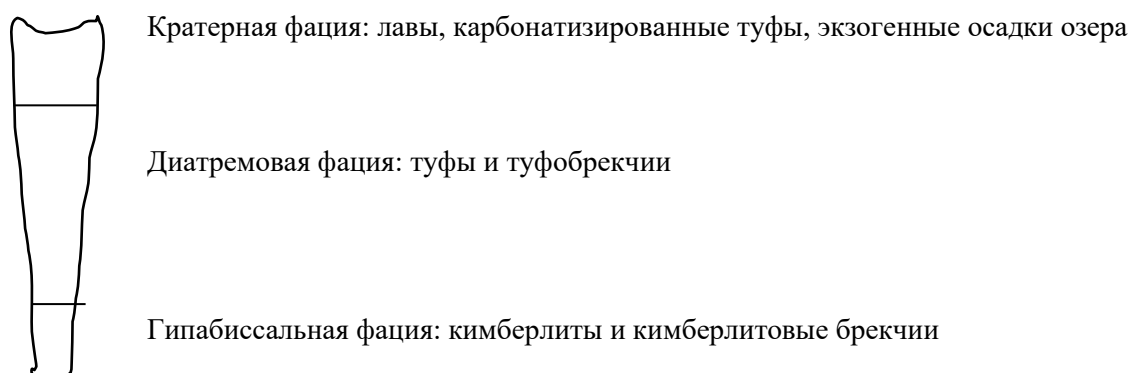
Кимберлитовые трубки заполнены гибридной породой, состоящей из нацело измененного первично магматического цемента, в котором заключены минералы-вкрапленники и обломки пород (Гаранин, 1989). Цемент обычно представлен тонкозернистым агрегатом серпентина, кальцита, флогопита, перовскита, магнетита и других минералов; минералы-вкрапленники – оливином, цирконом, минералами хромовой ассоциации (пиропом, хромшпинелидом, хромдиопсидом), энстатитом, форстеритом, алмазом, минералами титановой ассоциации (титаносодержащим гранатом, пикроильменитом), флогопитом, фаялитом.

Обломки состоят из автолитов – обломков кимберлита ранних генераций, и ксенолитов – обломков вмещающих осадочных горных пород, высокометаморфизованных пород кристаллического фундамента, магматических пород верхней мантии (дунитов, гранатовых оливинитов, гранатовых и шпинелевых перидотитов, эклогитов и др.).

На вертикальном сечении обобщенной модели кимберлитовой трубки выделяются три части (рис. 8.20). Вверху располагаются образования кратерной фации, сложенные лавами, карбонатизированными туфами и продуктами переотложения туфов в кратерных озерах, образующихся над диатремами. При взаимодействии магматического материала с подземными водами возникают гидровулканические образования.

Ниже располагаются породы диатремовой фации. Это туфы и туфобрекчии, представленные существенно обломочными породами: обломками вмещающих пород, кимберлитов, ксенолитов, а также автолитовые кимберлиты с округлыми обособлениями мелкозернистых кимберлитов, сцементированными обломочным или массивным кимберлитом.

Еще ниже находится зона пород гипабиссальной фации – кимберлитов и кимберлитовых брекчий.



**Рис. 8.20.** Вертикальное сечение обобщенной модели кимберлитовой трубки

Главным полезным ископаемым кимберлитовых трубок является алмаз, кроме него в качестве попутных полезных ископаемых могут быть ювелирные пиропы, цирконы, хромдиопсиды и хризолиты. Кристаллы или сростки алмаза находятся главным образом в кимберлитовой породе, а также в ксенолитах пироповых перидотитов и эклогитов. Алмазы довольно равномерно распределены в массе кимберлита, но наиболее крупные кристаллы концентрируются в верхней туффизитовой части трубок. На земном шаре известно более 1000 трубок, алмазы установлены в 200 из них, однако промышленно алмазоносными являются лишь несколько десятков.

Наряду с кимберлитовыми существуют лампроитовые трубки (Джейкс и др., 1989). Из них одна, содержащая значительные запасы алмазов, разрабатывалась в Австралии. Трубка сложена оливиновыми лампроитами, представляющими собой тонкозернистую до стекловатой оливин-флогопит-диопсид-лейцитовую с апатитом, перовскитом и шпинелью породу с крупными фенокристаллами оливина. В самой верхней части трубки находятся песчаные туфы, состоящие на 30 – 50% из округлых зерен кварца, заимствованных из вмещающих пород, и замещенных тальком фенокристаллов оливина, погруженных в стекловатую массу. Для лампроитов характерно присутствие высокотитанистого флогопита, а также акцессорных минералов, содержащих титан, барий, калий (прайдерит, джеппеит, щербаковит), калий и цирконий (вейдит), титан и редкие земли (перовскит), хром (хромшпинелиды).

Исходя из наличия высокобарических минералов, в том числе и самого алмаза, который, судя по фазовой диаграмме состояния углерода, может образовываться в присутствии флогопита при температуре 1200°C и давлении 45 кбар, что может соответствовать глубине 100 – 150 км, и наличия мантийных ксенолитов можно прийти к выводу, что кимберлиты и лампроиты – это мантийные образования.

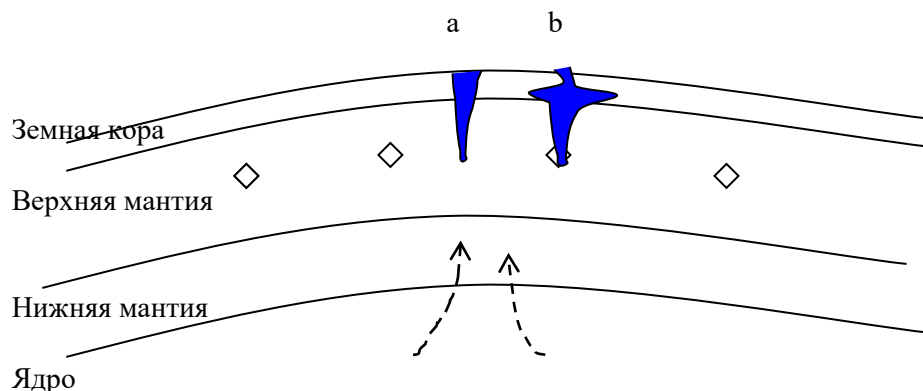
По поводу их проникновения к поверхности земли существуют различные представления (рис. 8.21).

1. Взрывное непрерывное проникновение магмы от мантии до поверхности земли.
2. Прерывистое движение магмы с остановками в промежуточных камерах.

3. Взрывное проникновение магмы в результате взаимодействия с подземными водами (гидровулканическая гипотеза).

4. Взрывное образование эксплозивного канала благодаря резкому адиабатическому расширению магматических газов и последующее заполнение его магматическим материалом (гипотеза флюидизации).

Последние две модели можно назвать флюидно-магматическими.

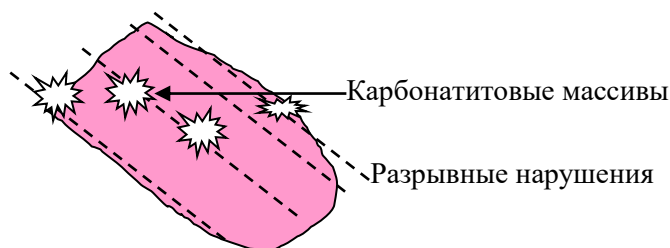


**Рис. 8.21.** Модель прямого проникновения мантийного алмазосодержащего материала в земную кору (a) и проникновения с остановкой в промежуточном очаге (b) в «горячей точке», ромбиками показано возможное существование алмазов в верхней мантии

### 8.6.2. Подкласс позднемагматический. Ряд карбонатитовый

*Карбонатит* – магматическая горная порода карбонатного состава (кальцитовая, доломитовая), связанная с массивами ультраосновных щелочных магматических пород.

*Региональное положение.* В большинстве своем карбонатитовые месторождения располагаются на щитах древних платформ, в пределах которых они тяготеют к рифтогенным глубинным разломам или «горячим точкам» – участкам подъема струй мантийного вещества (рис. 8.22). Пространственно карбонатитовые массивы бывают связаны с кимберлитовыми телами, тяготея к одним и тем же тектоническим зонам, как это, например, наблюдается в Восточно-Африканской рифтовой системе (Митчел, Гарсон, 1984). В отдельных случаях карбонатиты отмечаются в блоках древних пород фундамента платформ внутри фанерозойских складчатых областей, например, на Урале (Левин и др., 1997).



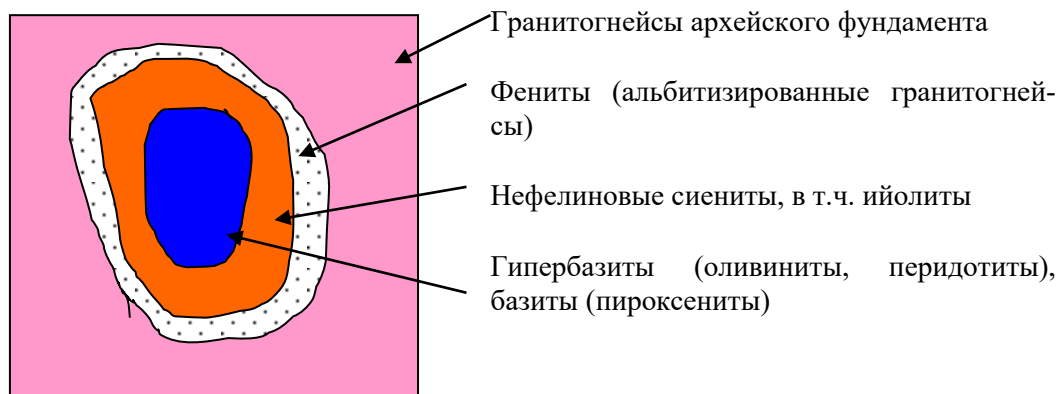
**Рис. 8.22.** Схема размещения карбонатитовых массивов на Кольском п-ове Балтийского щита

*Строение карбонатитовых массивов.* Массивы Кольского полуострова обычно имеют форму интрузий центрального типа, т.е. характеризуются трубообразной овальной в плане формой и крутым падением контактов. На поверхности эрозионного среза массивы в поперечнике достигают первых единиц километров и прослеживаются на глубину до десяти километров.

В горизонтальном сечении они характеризуются концентрически-зональным строением (рис. 8.23). Оно выражается в том, что центральные части массивов обычно сложены ультраосновными и основными магматическими породами (оливинитами, перидотитами и пи-



роксенитами), а периферические – щелочными породами (нефелиновыми сиенитами, ийолит-уртитам).

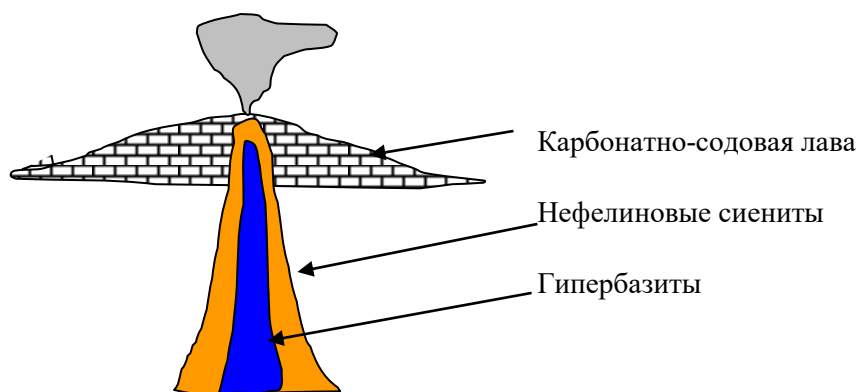


**Рис. 8.23.** Концентрически-зональное строение карбонатитовых массивов

По геологическим данным, в первую очередь формируются ультраосновные породы, затем ультраосновные щелочные (ийолит-уртиты), затем нефелиновые сиениты и тела карбонатитов, имеющие секущее положение по отношению к перечисленным породам.

Отмечается достаточно интенсивная метасоматическая переработка пород предыдущих фаз внедрения продуктами последующих фаз. Изменения отмечаются и в породах, вмещающих массивы. Так, вмещающие гранитогнейсы Балтийского щита вокруг Ковдорского массива превращены в альбитизированные породы – фениты.

В Восточно-Африканской рифтовой системе карбонатиты выходят на поверхность (Бочарникова, Воронина. 2008), образуя вулканические постройки с карбонатной лавой. На основе этих данных можно построить общую сводную модель массивов ультраосновных щелочных пород и карбонатитов (рис. 8.24). Тогда массивы Кольского полуострова можно считать срезанными глубоким эрозионным срезом.



**Рис. 8.24.** Модель карбонатитового массива на основе современных вулканических построек Восточно-Африканской рифтовой системы

Тела полезных ископаемых сложены карбонатитами или вмещающими их магматическими породами. Они залегают непосредственно внутри рудоносных массивов и имеют трубообразную, жильную и линзообразную форму. Размеры тел могут достигать нескольких сотен метров в поперечнике. Жилы в соответствии с прототектоникой массивов могут быть кольцевыми, коническими и радиальными.

Состав тел полезных ископаемых карбонатитовых месторождений весьма своеобразен. Среди них можно выделить три основных типа.

1. *Апатит-магнетитовый тип* представляет собой железорудные месторождения, в которых попутными полезными ископаемыми являются апатит и бадделейт ( $ZrO_2$ ). В рудах присутствует магнезиальный оливин – форстерит. Известно Ковдорское месторождение в од-

ноименном массиве ультраосновных щелочных пород и карбонатитов на Балтийском щите. Рудная залежь месторождения имеет трубообразную форму и приурочена к контакту ийолитов и пироксенитов.

В отдельных месторождениях апатит-магнетитовое оруденение сопровождается сульфидным. Крупное месторождение с борнит-халькопиритовыми рудами Палабора находится в ЮАР. Из руд попутно извлекают уран, золото, серебро, платиноиды (Авдонин и др., 2005).

2. *Редкометалльно-редкоземельный тип* характеризуется присутствием в рудах минералов редких и редкоземельных металлов. К редким металлам относятся ниобий, концентрирующийся в пирохлоре и перовските, и цирконий – в бадделеите и цирконе. Редкоземельные металлы накапливаются во фторкарбонатных минералах: бастнезите  $\text{Ce}(\text{CO}_3)\text{F}$ , синхизите  $(\text{Ce} \dots)\text{Ca}(\text{CO}_3)_2\text{F}$  и паризите  $(\text{Ce}, \text{La})_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_3\text{F}_2$ . В карбонатитовых месторождениях сконцентрирована большая часть мировых запасов ниобия и редких земель. Тип включает месторождения следующих минеральных ассоциаций:

- а) пирохлоровой  $(\text{NaCa})_2\text{Nb}_2\text{O}_6(\text{F}, \text{OH})$  – Араша (Бразилия),
- б) пирохлор-цирконовой – Вишневогорское (Урал),
- в) редкоземельной (синхизит-паризитовой) Маунтин-Пасс (США).

Крупные ресурсы легких редкоземельных элементов присутствуют в карбонатитовом комплексе Ханнешин, Южный Афганистан (Tucker et al., 2012). Объект был открыт советскими геологами в 1970 г.

3. *Флогопитовый тип* месторождений характеризуется диопсид-оливин-флогопитовой минеральной ассоциацией и служит источником слюды – флогопита  $\text{KMg}_3[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{F}, \text{OH})_2$ . Примером является месторождение Ковдорского массива. Для этого типа характерно присутствие в коре выветривания залежей вермикулита.

*Генезис карбонатитовых месторождений.* Особенности геологического строения рудоносных массивов свидетельствуют о том, что в их образовании участвуют магматические процессы, сопровождаемые гидротермально-метасоматическими и гидротермальными. В магматическом процессе состав магм меняется от высокомагнезиального нормального ультраосновного до высокощелочного ультраосновного и далее нефелин-сиенитового. Позже всех формируются карбонатиты. Большинство исследователей придерживается магматической гипотезы формирования карбонатитов, которая подтверждается как геологическими наблюдениями (наличие карбонатитовых лав), так и экспериментальными данными по плавлению карбонатов в присутствии флюидов.

В отношении термодинамических условий минералообразования можно привести следующие сведения (Смирнов, 1989). Кристаллизация ультрабазитов протекала при температурах 1350–1100 °С, нефелиновых сиенитов – 750–620, карбонатитов – 630–300. При этом давление могло меняться от 100–60 МПа до атмосферного при выходе магм на поверхность земли (рис. 8.25).

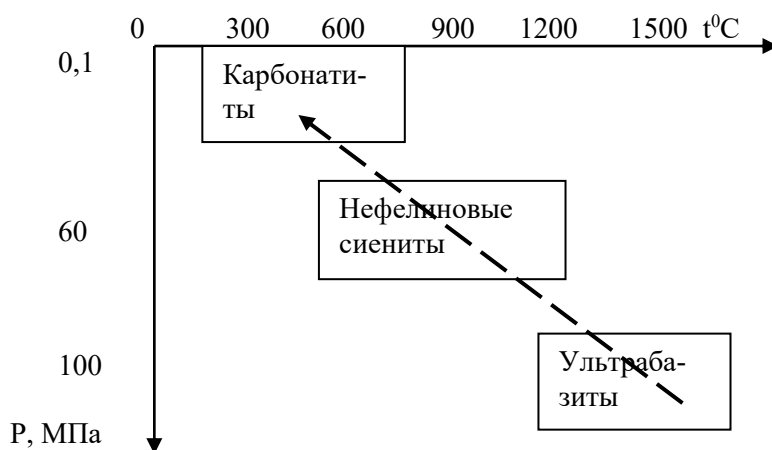


Рис. 8.25. Термодинамические условия минералообразования карбонатитовых месторождений

Строение массивов ультраосновных щелочных пород, содержащих карбонатиты, их петрографический и минералогический состав, содержание химических элементов, соотношение стабильных изотопов кислорода, углерода, стронция, магния, связь с глубинными структурами свидетельствуют о глубинном мантийном магматическом происхождении пород массивов и самих карбонатитов.

### 8.6.3. Подкласс ассимиляционно-магматический. Ряд вулканоплутонический

Источником флюидов магматических месторождений могут быть не только магмы, но и осадочные породы, сквозь которые движутся расплавы. Типичным примером в этом плане могут быть магномагнетитовые месторождения юга Сибирской платформы, которые объединяют в Ангаро-Илимскую группу (Фон-дер-Флаасс, 1997). Среди них разрабатывается Коршуновское месторождение.

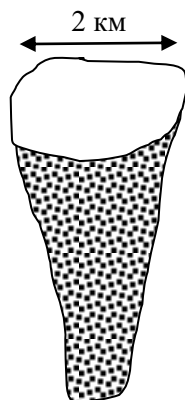


Рис. 8.26. Модель трубки брекчий

Железорудные залежи имеют характерную для флюидно-магматических месторождений трубообразную форму (рис. 8.26). Диаметр трубок достигает нескольких километров.

Трубки заполнены магномагнетитом  $(\text{Fe}^{+2}, \text{Mg})\text{Fe}^{+2}_2\text{O}_4$ , гранатами, пироксенами, цеолитами.

Тип магномагнетитовых месторождений связан с породами базальт-долеритовой формации Сибирской платформы. Магма формации пермо-триасового возраста проникала через осадочный чехол платформы. В кембрийских породах осадочного чехла присутствуют эвапориты с крупными пластами солей. Взаимодействие магмы с солями привело к её флюидизации и образованию своеобразных месторождений.

## Глава 9

# МЕСТОРОЖДЕНИЯ МЕТАСОМАТИЧЕСКОЙ ГРУППЫ

## 9.1. Магматизм и метасоматоз

К данной группе относят месторождения, образовавшиеся в результате действия высокотемпературного метасоматоза.

*Метасоматоз* – это процесс реакционного приспособления состава горной породы к изменению физико-химических условий её существования. Он обусловлен привнесением флюидами в реакционную среду одних химических компонентов и выносом других, которые (привнос-вынос) приводят к изменению химического и минерального состава, а также текстурно-структурных особенностей преобразуемой исходной породы (*протолита*). Процесс протекает без существенного изменения объёма породы при условии сохранения её в твёрдом состоянии (Петрографический ..., 2009).

Метасоматоз вызывается появлением в недрах Земли эндогенного источника энергии, в качестве которого чаще всего выступают магма и её флюиды. Они обуславливают тепло-массоперенос вещества.

Основными факторами метасоматоза являются:

- градиент изменения температуры;
- давление флюида, которое зависит от температуры;
- градиент химических потенциалов компонентов в системе порода – флюид;
- эволюция окислительно-восстановительного (Eh) и щелочно-кислотного (pH) потенциалов среды в колонне фильтрующегося флюида.

Существуют инфильтрационный и диффузионный метасоматоз. *Инфильтрационный метасоматоз* осуществляется в зонах повышенной проницаемости, которыми могут быть трещиноватые и сланцеватые горные породы. При *диффузионном метасоматозе* просачивание растворов идёт по межпоровому пространству в направлении убывания концентрации вещества. Процесс метасоматоза прекращается, как только концентрации вещества в просачивающихся растворах выравниваются.

В петрологии различают локальный метасоматоз, связанный с интрузивным гранитоидным магматизмом, и региональный метасоматоз, связанный с широким региональным эндогенным тепло-массопереносом, захватывающим громадные участки земной коры. В данной главе рассматриваются месторождения, образовавшиеся в результате локального метасоматоза. Месторождения регионального метасоматоза будут описаны среди регионально метаморфогенных образований в IV части.

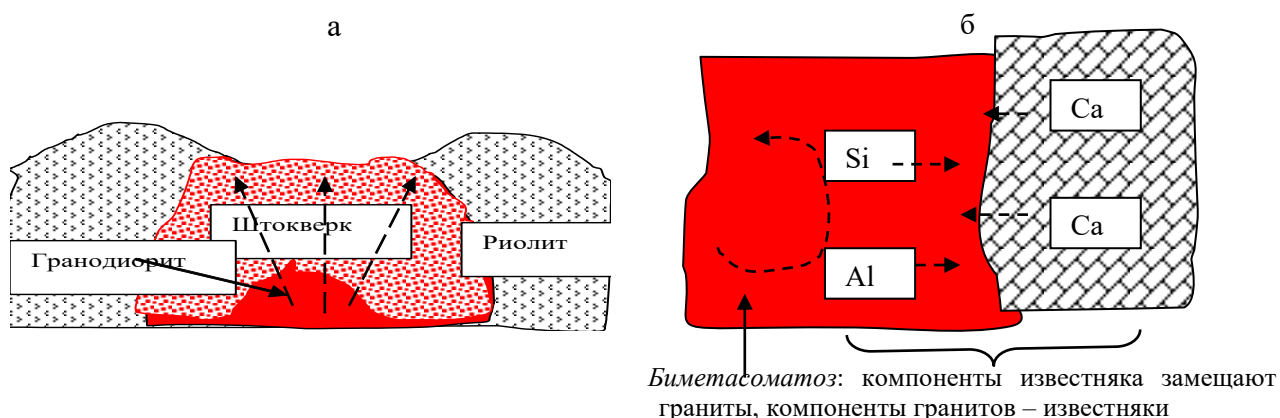
Локально-метасоматические месторождения образуются под влиянием флюидов, действующих в приконтактной зоне охлаждающихся магматических и нагревающихся вмещающих пород. Формирование метасоматитов – продуктов метасоматоза – может происходить при двух различных условиях миграции флюидов (рис. 9.1).

1. При преобладании однонаправленной миграции от остывающего магматического очага в направлении понижения температуры, давления и концентрации. В этом случае метасоматическая колонна потока фильтрующихся флюидов в своей нижней высокотемпературной части находится в пределах остывающих закристаллизовавшихся магматических пород. Здесь происходит замещение флюидами, порожденными самим интрузивом, своих собственных магматических пород. Этот процесс называется *автометасоматозом*.

В верхней части колонна флюидов находится во вмещающих интрузив горных породах, где происходит метасоматическое замещение окружающих пород флюидами, порожденными в зоне автометасоматоза.

В результате часть продуктов метасоматоза является автометасоматитом, образовавшимся по материнским гранитоидам, а другая часть – экзоконтактовыми метасоматитами, образованными по вмещающим породам. Например, эндо- и экзогрейзены.

2. Метасоматоз может осуществляться при разнонаправленной миграции флюидов, когда одни флюиды,двигающиеся от остывающего интрузивного тела, сталкиваются и взаимодействуют с другими, перемещающимися со стороны вмещающих пород. Такое явление возникает в зоне контакта при существенном различии состава интрузива и вмещающих пород, например, на контакте гранитоидов с карбонатными породами происходит *контактовый метасоматоз* (см. рис. 9.1).



**Рис. 9.1.** Способы формирования метасоматитов: а) при однонаправленной миграции флюидов от магматического очага образуются автометасоматиты; б) при разнонаправленной – контактовые метасоматиты

Существование двух разных процессов позволяет разделить группу метасоматических месторождений на два класса: класс автометасоматический и класс контактово-метасоматический.

## 9.2. Месторождения автометасоматического класса

*Автометасоматозом* называют воздействие на застывающую часть магматического тела растворов, порожденных самим интрузивом (автометасоматоз – сам себя замещает). Этот процесс бывает локализован объемом интрузива, но может выйти и за его пределы. В большинстве случаев автометасоматические породы располагаются в выступах кровли интрузивов гранитоидов.

Состав автометасоматитов и связанных с ними месторождений в первую очередь зависит от состава рудоносных интрузий гранитоидов. Среди них различают *S*-граниты и *I*-граниты (Chappell, White, 1974).

*S*-граниты – это коровые граниты, которые, как полагают, образовались в результате плавления метаосадочных горных пород. Они бывают представлены лейкогранитами складчатых областей, которые формируются на больших глубинах (10-15 км). Их типичные автометасоматиты представлены альбититами и грейзенами, содержащими редкометалльное оруденение (Li, Be, W, Mo).

*I*-граниты – это мантийные граниты, производные базальтовой магмы. Для них характерны гранодиорит-порфиры, образующиеся на относительно малой глубине (5-7 км). Они сопровождаются эндоконтактовыми автометасоматическими вторичными кварцитами и экзоконтактовыми аргиллизитами, продуктивными в отношении Cu и Mo.

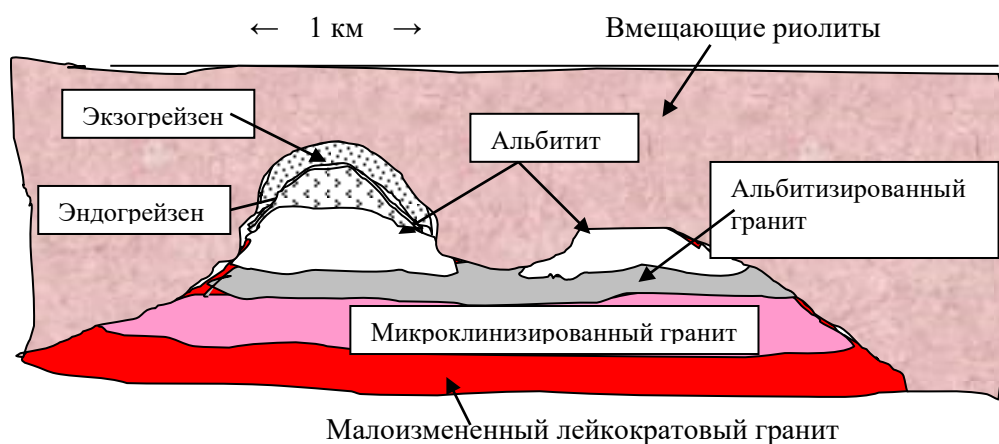
Различия в составе рудоносных интрузий и продуктах их минералообразования обуславливают необходимость выделения в классе автометасоматических месторождений два подкласса: подкласс *альбитит-грейзеновый* и подкласс *кварц-аргиллизитовый*.

### 9.2.1. Подкласс альбитит-грейзеновый

*Региональное геологическое положение* месторождений, связанных с альбититами и грейзенами, определяется положением магматитов лейкогранитовой формации. Породы формации относят к S-гранитам. В пределах древних платформ они бывают приурочены к зонам протерозойской или фанерозойской активизации. В фанерозойских складчатых областях месторождения тесно связаны с гранитоидами средней субдукционной или поздней коллизионной стадий их развития. Часто рудоносные интрузии сопровождаются телами пегматитов, которые предшествуют образованию альбититов и грейзенов.

*Строение месторождений.* Месторождения представляют собой участки краевых частей автометасоматически переработанных интрузивов и вмещающих их горных пород.

В размещении метасоматитов, образовавшихся по лейкократовым гранитам, существует отчётливая зональность. Здесь малоизменённые граниты сменяются микроклинизированными, затем альбитизированными гранитами, ближе к кровле – альбититами, далее эндо- и экзогрейзенами (рис. 9.2).



**Рис. 9.2.** Зональное размещение автометасоматитов в вертикальном разрезе выстула массива лейкогранитов

*Альбититами* называются породы, состоящие из альбита и кварца. Название породы обусловлено преобладанием в ней белого натрового плагиоклаза – альбита (albus – белый), в массу которого погружены зерна кварца.

*Грейзен* – это порода, состоящая из кварца и светлой слюды: лепидолита или чаще мусковита. Термин происходит от немецкого слова *greisen*, что означает расщепление.

*Залежами полезных ископаемых* могут быть сами тела альбититов и грейзенов, содержащие многочисленные вкрапленники полезных минералов и мелкие прожилки кварца с полезными минералами, такие рудные тела называют *штокверками* (рис. 9.1,а). В горизонтальном сечении размеры штокверков могут достигать одного километра, а в вертикальном – 400 м. Кроме того, в зонах альбититов и грейзенов могут быть *жильные тела*, расположение которых определяется прототектонической трещиноватостью интрузивов или характером залегания вмещающих горных пород. Это чаще всего радиальные вертикальные жилы либо жилы, параллельные поверхности кровли интрузий. Размеры таких жил обычно менее одного метра по мощности, длина по простиранию измеряется десятками метров.

*Состав полезных ископаемых* определяется тремя факторами: 1) составом рудоносных интрузий, 2) интенсивностью и характером автометасоматических процессов и 3) составом вмещающих горных пород.

Отметим, что в альбитит-грейзеновых месторождениях так же, как и в пегматитовых, накапливаются химические элементы с малыми и большими радиусами ионов. Это литий и бериллий, тантал и ниобий, цирконий и гафний, вольфрам и молибден, олово, уран и титан (см. табл. 8.5).

*Классификация альбитит-грейзеновых месторождений.* Подкласс альбитит-грейзеновых месторождений по характеру метасоматических процессов, отражающихся в их конечных продуктах, подразделяется на два ряда: *альбититовый* и *грейзеновый*.

*Ряд альбититовый.* Состав полезных ископаемых альбититовых месторождений определяется составом рудоносных интрузий гранитоидов, подвергшихся автометасоматозу. Среди них по содержанию щелочей различают три подотряда (табл. 9.1).

**Таблица 9.1.** Петрохимические подотряды гранитоидов

Подотряд	Содержание $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ , мас. %
1. Нормальный гранит	3–8,5
2. Субщелочной гранит	7–10
3. Щелочной гранит	Более 9

При автометасоматозе нормальных гранитов образуются бериллоносные альбититы, субщелочных гранитов – лепидолитовые и колумбит-танталитовые альбититы, щелочных гранитов – циркон-пироксеновые альбититы. Если такие альбититы отвечают требованиям промышленности, то они могут быть месторождениями элементов, содержащихся в названных минералах. Один из примеров – месторождение колумбит-танталитовых альбититов Каффа в Нигерии.

Сходные по составу с альбититами породы, именуемые *фенитами*, образуются в результате метасоматоза гранитоидов архея, окружающих массивы ультраосновных щелочных пород и карбонатитов (см. рис. 8.23). Фениты представляют собой пироксен-полевошпатовые породы. Мощный ореол фенитов описан в экзоконтакте Ковдорского ультраосновного щелочного массива на Кольском полуострове. Месторождение барилитовых  $\text{BaBe}_2[\text{Si}_2\text{O}_7]$  фенитов Сил-Лейк известно в Канаде.

*Ряд грейзеновый.* Грейзеновый ряд месторождений отличается большим разнообразием типов месторождений, состав которых определяется составом рудоносных интрузий и составом вмещающих горных пород.

Для интрузий лейкогранитов характерен *молибденит-вольфрамитовый тип* месторождений в эндогрейзенах (Караоба в Казахстане), а также *кварц-касситеритовый в экзогрейзенах*, образовавшихся по алюмосиликатным породам.

В экзогрейзенах по карбонатным породам формируются *флюоритовые грейзены* (Солнечное в Казахстане).

Уникальные месторождения *берилл-изумрудноносных флогопитовых слюдитов* находятся в экзогрейзенах по ультраосновным породам на Среднем Урале (Малышевское месторождение, Изумрудные копи).

*Генезис альбитит-грейзеновых месторождений.* Процесс образования месторождений состоит из четырех этапов.

1. Магматический этап включает внедрение, дифференциацию и кристаллизацию гранитных магм. В результате формируются рудоносные лейкократовые граниты, приуроченные к завершающей стадии магматизма.

2. Пегматитовый этап обычно завершает магматический.

3. Автометасоматический этап накладывается на застывшую часть гранитного плутона, происходит калиевый метасоматоз, затем натриевый и далее вынос металлов и рудообразование (рис. 9.3). При автометасоматозе происходит очищение (рафинирование) первичных минералов гранитов от элементов-примесей. Элементы переходят в раствор и переотлагаются в зонах альбититов и грейзенов, образуя промышленные концентрации.

Таким образом, источником флюидов и минеральных веществ альбитит-грейзеновых месторождений являются материнские интрузии гранитоидов, а для экзогрейзеновых месторождений дополнительным источником вещества служат вмещающие породы. Теория процесса была разработана А.А. Беусом и Г.Н. Щербой в 50-х гг. XX в.

4. Гидротермальный этап накладывается на автометасоматический, формируются кварцевые жилы и сульфидная минерализация.

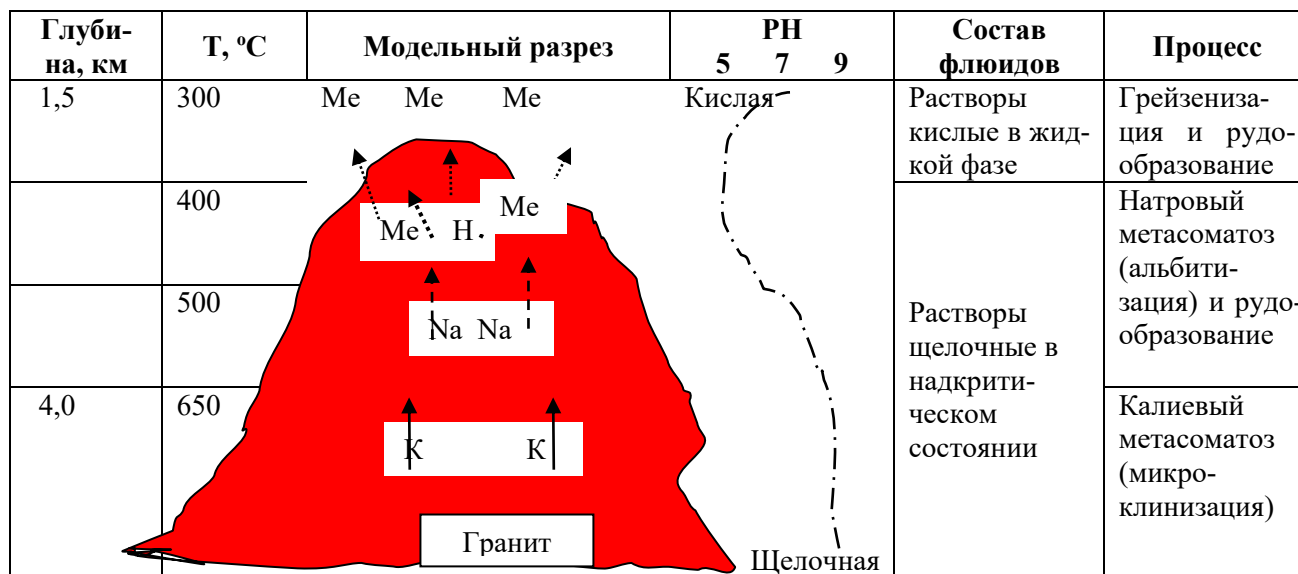


Рис. 9.3. Модель автометасоматического образования альбитит-грейзеновых месторождений

К процессам автометасоматоза относят *серпентинизацию* гипербазитов. Её можно рассматривать как метасоматическую гидратацию пород. С процессом серпентинизации связано образование залежей хризотил-асбеста.

### 9.2.2. Подкласс кварц-аргиллизитовый

Ранее месторождения, включённые в подкласс, рассматривались в составе гидротермальной группы (например, В.И. Смирнов, 1989), однако анализ их геологического строения и вещественного состава позволили включить их в кварц-аргиллизитовый подкласс автометасоматического класса метасоматической группы.

*Региональное геологическое положение* месторождений определяется положением тел I-гранитов. Это гранодиориты, монцониты. Их образование связывают с дифференциацией базальтовой магмы. Рудоносные граниты обычно располагаются цепочкой вдоль активных окраин континентов, связанных с зонами субдукции. Наиболее крупные месторождения располагаются вдоль приконтинентальных окраин, подобных Андским и Кордильерским. Менее крупные объекты встречаются на островодужных окраинах япономорского типа.

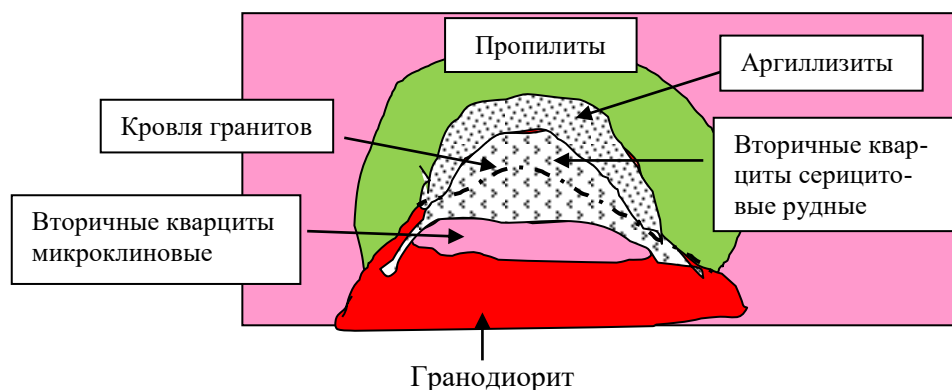
*Строение месторождений.* Месторождения представляют собой участки краевых частей метасоматически переработанных гранитоидов и вмещающих их горных пород. Автометасоматоз в гипабиссальных телах гранодиорит-порфиров и монцонит-порфиров приводит к появлению пород-автометасоматитов, образующих следующий ряд зональности: внизу – вторичные кварциты с микроклином, выше – вторичные кварциты с серицитом, далее – аргиллизиты и пропилиты (рис. 9.4).

Вторичные кварциты состоят из кварца, который в нижней части зоны метасоматитов находится в ассоциации с калиевыми полевыми шпатами, выше с серицитом (мелкочешуйчатым мусковитом). В них могут присутствовать минералы алюминия: андалузит, диаспор, пирофиллит, алунит. В метасоматической породе сохраняется реликтовая порфировая структура первичных гипабиссальных магматических пород.

Аргиллизиты бывают тесно связаны со вторичными кварцитами. Для их минерального состава характерны каолинит, монтмориллонит, гидрослюда. Каолинитовые аргиллизиты являются полезным ископаемым.



Пропилиты метасоматически развиваются преимущественно по породам среднего отряда (диоритам, андезитам). Они состоят из актинолита, хлорита, эпидота, альбита, кальцита и других минералов.



**Рис. 9.4.** Схема зонального размещения аутометасоматических пород в кровле интрузива гранодиорит-порфиров, залегающего в андезитах (по F.J. Sawkins, 1990, с изменениями)

Тела полезных ископаемых представляют собой штокверки из окварцованных гранитоидов, содержащие многочисленные вкрапленники полезных минералов, образующих прожилково-вкрапленную текстуру в рудных телах. В горизонтальном сечении размеры штокверков могут достигать первых километров, а в вертикальном – нескольких сот метров.

Состав полезных ископаемых характеризуется ассоциацией халькофильных химических элементов, образующих парагенезис сульфидных минералов: пирит-халькопирит-молибденит. В размещении оруденения, как и метасоматических пород, отмечается зональность. Самые высокотемпературные микроклиновые метасоматиты образуют безрудное ядро месторождения. Эндоконтактовые серицитовые вторичные кварциты по гранодиоритам отличаются максимальной медной минерализацией. Для экзоконтактовых кварцитов характерна преимущественная пиритовая минерализация, образующая пиритовую оболочку. В аргиллизитах и пропилитах присутствует слабое свинцово-цинковое оруденение.

В соответствии с составом главных минералов различают *медно-порфировый* и *молибден-порфировый* типы месторождений. Эти два типа месторождений играют главную роль в экономике медного и молибденового минерального сырья.

Месторождения *медно-порфирового* типа характеризуются крупными запасами руды, измеряемыми десятками миллионов и миллиардами тонн при относительно низком содержании меди (0,2 – 2,0%). Вовлечению месторождений в разработку способствует возможность валовой добычи руды. На медно-порфировый тип приходится 55% запасов меди зарубежных стран. Наиболее крупные месторождения расположены в медном поясе Кордильер и Анд: Чукикамата (Чили), Бингем (США) и др.

В Урало-Монгольском поясе находятся такие месторождения, как Эрденет (Монголия), Коунрад, Божекуль (Казахстан), Алмалык (Узбекистан), Михеевское (Россия). На Малом Кавказе известны месторождения Каджаран, Агарак (Армения).

В залежах медно-порфировых руд особую ценность представляют богатые руды зоны вторичного сульфидного обогащения, образовавшиеся в коре выветривания. В ней содержания меди увеличиваются в 1,5 – 2 раза по сравнению с первичными рудами.

На *молибден-порфировый* тип месторождений приходится 92% мировых запасов молибдена. Выделяют два подтипа: молибденитовый и халькопиритовый с молибденитом.

Уникальным по запасам молибденитовым объектом является рудное поле месторождения Кляймекс, расположенное в Скалистых горах США и приуроченное к рифтовой системе Рио Гранде.

К халькопиритовым с молибденитом объектам относятся Коунрадское месторождение в Казахстане и Эрденет в Монголии.

*Генезис кварц-аргиллизитовых месторождений.* Процесс формирования месторождений подкласса состоит из трёх этапов.

1. Магматический этап, когда происходят дифференциация базальтовой магмы с образованием умеренно кислых расплавов, их внедрение в гипабиссальных условиях, на которые указывает порфировая структура гранодиоритов, и кристаллизация. В результате формируются рудоносные гранодиорит-порфиры. На мантийный источник гранодиоритов указывает низкое значение отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (от 0,703 до 0,705) в месторождениях Андийского пояса, таких как Чукикамата (Sawkins, 1990).

2. Автометасоматический этап накладывается на верхнюю застывшую часть гранитного плутона. Вначале на общем фоне окварцевания происходит калиевый метасоматоз с образованием К-полевошпатовых вторичных кварцитов. Флюиды из парообразной фазы окончательно переходят в жидкую и становятся кислыми гидротермальными растворами, которые способствуют формированию серицитовых вторичных кварцитов и привносят рудные компоненты. Накапливаются пирит, халькопирит, молибденит.

Действие кислотных растворов в приповерхностных условиях, благодаря пониженному давлению флюидов, прослеживается, как это видно на примере аргиллизитов, до самых низких температур (см. рис. 9.4).

При автометасоматозе происходит очищение (рафинирование) первичных минералов гранодиоритов от элементов-примесей. Элементы переходят в раствор и переотлагаются в зонах вторичных кварцитов, образуя промышленные концентрации.

3. Гидротермальный этап накладывается на автометасоматический, формируются кварцевые жилы и сульфидная минерализация.

Некоторые исследователи полагают, что в низкотемпературных процессах участвуют не только ювенильные (магматические), но и метеорные (атмосферные) воды. Считают, что калиевый метасоматоз и медное рудообразование происходили из магматических флюидов, а остальные изменения (серицитизация, хлоритизация, аргиллизация) осуществлялись при участии метеорных вод (Sawkins, 1990).

### 9.3. Месторождения контактово-метасоматического (скарнового) класса

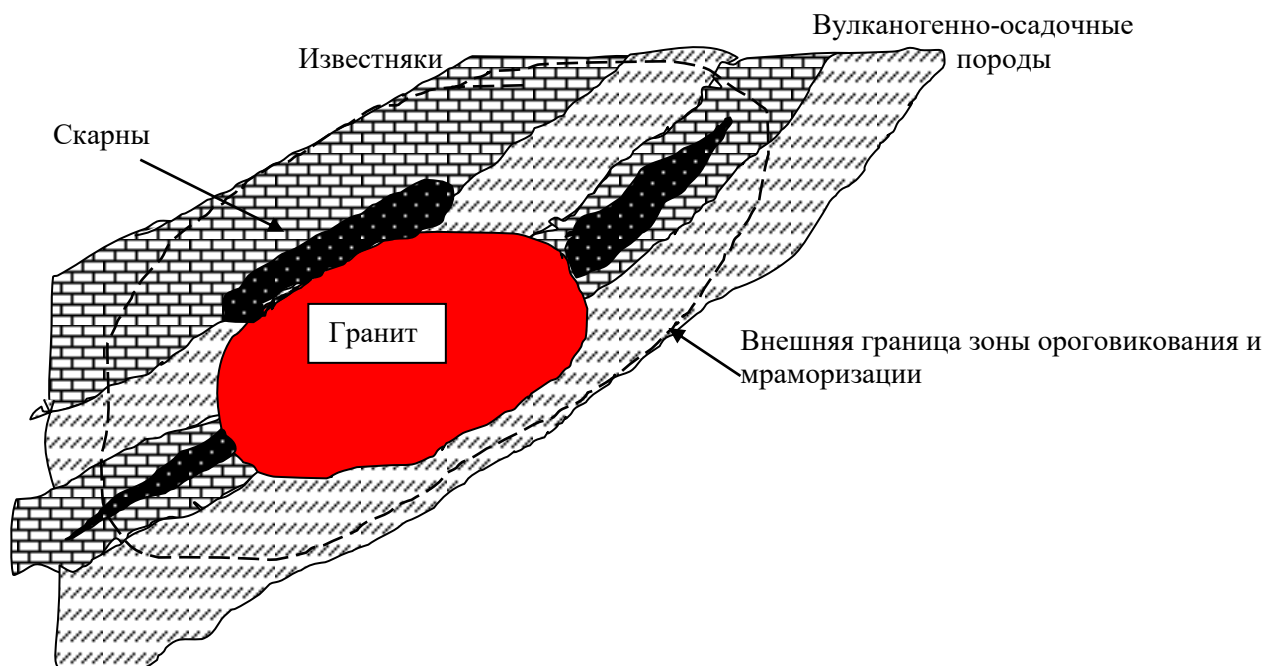
#### 9.3.1. Общие особенности скарновых месторождений

Класс месторождений назван по контактово-метасоматическому процессу, в результате которого образуются скарны, содержащие описываемые месторождения. Под *скарнами* понимаются кальциево-магнезио-железосиликатные горные породы, состоящие обычно из гранатов и пироксенов. Термин «скарн» происходит от шведского слова *skarn*, означающего пустую породу, окружающую руду.

*Региональное геологическое положение* месторождений определяется наличием магматических пород, прорывающих благоприятные для скарнирования осадочные горные породы (Эйнауди и др. 1984). С этой точки зрения месторождения могут быть встречены на активизированных участках платформ и в фанерозойских складчатых областях. На платформах они связаны с формациями гранитоидов фундамента, как, например, месторождение урана Мери Кетлин в Австралии. В складчатых областях рудоносные формации образуются на средней (субдукционной) и поздней (коллизийной) стадиях их развития. Для средней стадии характерны породы плагиогранит-сиенитовой формации, сопровождаемые скарновыми месторождениями железа, меди и кобальта, а также гранодиоритовой формации с оловянными рудами. Для поздней стадии типичны малые интрузии коллизийных гранитов с вольфрам-молибденовыми или свинцово-цинковыми рудами.

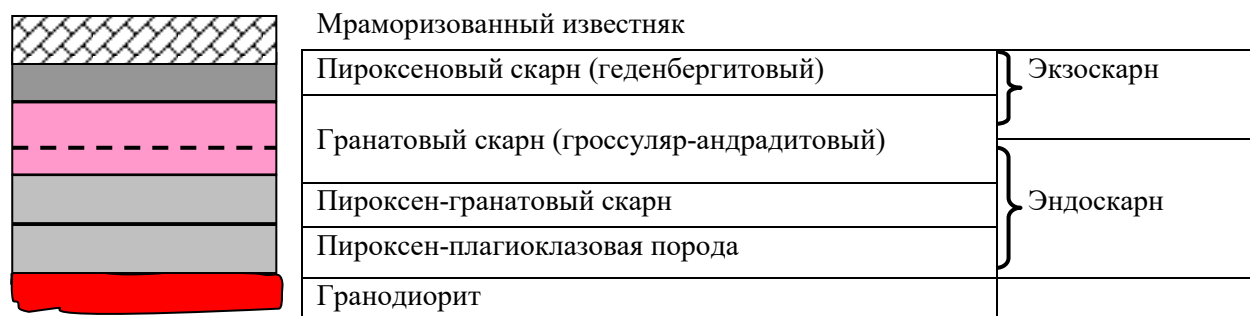
*Строение скарновых месторождений* определяется строением зоны контакта рудоносных интрузий с вмещающими породами и расположением благоприятных для замещения осадочных пород. В случае согласного контакта скарны и руды локализуются вдоль границы гранитоидов, а в случае секущего – они могут распространяться в сторону от контакта по

простирацию вмещающих осадочных пород. Наиболее благоприятны для размещения месторождений карбонатные породы, менее благоприятны – вулканогенно-осадочные (рис. 9.5).



**Рис. 9.5.** Строение скарнового месторождения: положение скарнов и руд контролируется положением толщ известняков и характером их контакта с интрузией гранитов

*Изменения пород, окружающих интрузии.* По всей периферии гранитоидов присутствуют ореолы ороговикования сланцев и мраморизации карбонатов, обусловленные термальным метаморфизмом (см. рис. 9.5). Ореолы скарнов распространены избирательно по благоприятным для скарнирования породам. Состав скарнов зависит от состава замещаемых осадочных пород. При метасоматозе известняков образуются *известковые скарны*, состоящие из гранатов и пироксенов, при замещении доломитов – *магнезиальные скарны* с характерными для них оливином, флогопитом, а также пироксеном. При замещении силикатных пород образуются *силикатные скарны* со скаполитом, гранатами и пироксенами. Для скарнов типичны кальциево-железистые пироксены (геденбергит  $\text{CaFe}(\text{Si}_2\text{O}_6)$ ) и гранаты (андрадит  $\text{Ca}_3\text{Fe}_2(\text{SiO}_4)_3$ ), а также кальциево-алюминиевый гранат – гроссуляр  $\text{Ca}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$  (рис. 9.6).



**Рис. 9.6.** Зональное изменение минерального состава скарнов

Л.Н. Овчинников (1960) при описании скарновых месторождений медных руд Турьинского рудного поля на Урале описал зональность скарнов. Первичный контакт известняков и гранодиоритов проходил в зоне гранатового скарна. Таким образом, пироксен-плаггиоклазовая порода, пироксен-гранатовый скарн и часть гранатовых скарнов образова-

лись по гранодиоритам и представляют собой *эндоскарн*, а часть гранатовых скарнов и пироксеновый образовались по известнякам и представляют собой *экзоскарн* (см. рис. 9.6).

*Тела полезных ископаемых* обычно располагаются в экзоскарновой зоне. Это могут быть

- тела самих скарнов в случае *синскарнового* формирования полезных ископаемых, например, флогопитовые, офикальцитовые скарны;
- участки скарнов, замещенные полезными минералами, в случае *позднескарнового* оруденения, приуроченного к окончанию скарнового процесса, например, магнетитового, молибденит-шеелитового;
- жильные тела сульфидных полиметаллических руд, связанных с наложенным *постскарновым* оруденением, секущие скарны.

В первых двух случаях тела полезных ископаемых приобретают форму залегания замещающих пород: пластообразную, линзообразную, реже столбообразную и неправильную.

*Классификация скарновых месторождений.* Существование экзо- и эндоскарнов свидетельствует о двух возможных источниках вещества скарновых месторождений: эндогенного магматического и внешнего по отношению к гранитоидам источника, связанного с вмещающими горными породами. Исходя из изложенного, класс скарновых месторождений подразделяем на 2 подкласса: *эндоконтактовогенный* и *экзоконтактовогенный* (табл. 9.2).

**Таблица 9.2.** Классификация месторождений контактово-метасоматического класса

Подкласс	Ряд	Генетический тип	Пример
Эндоконтактовогенный	Плагиигранит-сиенитовый	Скарново-магнетитовый кобальтсодержащий	Высокогорское, Свердловская обл.
		Постскарновый скарново-халькопиритовый	Турьинское, Свердловская обл.; Саякское, Казахстан
	Гранодиоритовый	Позднескарновый скарново-шеелитовый	Чарух-Дайрон, Таджикистан; Мак-Миллан-пасс, Канада
		Постскарновый скарново-полиметаллический	Дальнегорское, Приморский край
	Лейкогранитовый	Шеелит-молибденитовых скарнов	Тырны-Ауз, Кабардино-Балкария
		Скарново-касситеритовый	Ярославское, Приморский край; Ренисон-Белл, Тасмания
Экзоконтактовогенный	Известняковый	Лазуритовый	Сари-Санг, Афганистан
		Родонитовый	Алтын-Топкан, Узбекистан
	Доломитовый	Офикальцитовый	Шудьинское, Пермский край
		Хризотил-асбестовый	Шт. Аризона, США
		Тальковый	Онотское, Россия
		Флогопитовый	Слюдянское, Иркутская обл.
	Эвапоритовый	Данбурит-датолитовый	Дальнегорское, Приморский край (Баскина и др., 2009)
	Гипербазитовый	Жадеитовый	Таумау, Мьянма; Борусское, Россия
		Нефритовый	Оспинское, Россия

### 9.3.2. Подкласс эндоконтактовогенный

Состав полезных ископаемых эндоконтактовогенного подкласса определяется составом магматических пород. Этот критерий позволяет выделить в составе подкласса ряды (см. табл. 9.2).

Ряд плагиигранит-сиенитовый связан с одноименной магматической формацией, включающей умеренно кислые нормально щелочные граниты и средние умеренно щелочные породы – сиениты. Породы характерны для субдукционных островодужных зон складчатых областей. С ними связан *скарново-магнетитовый тип* позднескарновых месторождений, широко

распространённый на восточном склоне Урала (Высокогорское, Гороблагодатское месторождения). Железные руды могут сопровождаться постскарновым кобальтовым оруденением (Дашкесанское в Азербайджане) и медным, образуя скарново-халькопиритовый подтип (Турьинское на Урале; Саякское в Казахстане).

Гранодиоритовая формация бывает продуктивна в отношении месторождений позднескарнового *скарново-шеелитового типа* (Чарух-Дайрон, Таджикистан) и постскарнового *скарново-полиметаллического* (Дальнегорское рудное поле, Приморский край).

С лейкогранитовой формацией связаны месторождения *шеелит-молибденитовых* (Тырны-Ауз, Кабардино-Балкария) и *касситеритовых* (Ярославское, Приморский край) скарнов.

### 9.3.3. Подкласс экзоконтактовогенный

Наличие и состав месторождений экзоконтактовогенного подкласса определяются составом вмещающих пород. В известняковый ряд входят месторождения лазурита в медистых известняках и родонита – в марганцовистых (см. табл. 9.2). Экзоконтактовый метасоматоз доломитов приводит к образованию месторождений минералов горных пород, содержащих магний: хризотил-асбеста, талька, флогопита и офикальцита – поделочного камня. Взаимодействие с эвапоритами – к образованию датолитовых  $\text{Ca}[\text{BSiO}_4(\text{OH})]$  скарнов. Скарны, образовавшиеся по ультраосновным породам, содержат такие ценные поделочные камни, как жадеит и нефрит.

### 9.3.4. Генезис скарновых месторождений

В образовании месторождений участвуют три главных эндогенных процесса: магматический, контактово-метасоматический, гидротермальный.

Формирование скарновых месторождений начинается с магматического этапа. Одновременно с внедрением магмы происходит прогрев вмещающих осадочных пород, они подвергаются термальному метаморфизму, в результате известняки превращаются в мраморы, глинистые сланцы – в роговики и т.п. При этом могут образоваться полезные ископаемые, в частности мраморы, месторождения которых следует относить к классу контактового метаморфизма метаморфогенной серии. Вместе с тем могут иметь место процессы ассимиляции магмой вмещающих пород, которые, по мнению некоторых исследователей, могут служить впоследствии причиной рудообразования.

По мере кристаллизации периферических частей интрузии из нее начинают выделяться флюиды, воздействующие на закристаллизовавшиеся магматические и окружающие интрузию породы. Начинается следующий, контактово-метасоматический, этап, приводящий к образованию *синскарновых и позднескарновых* полезных ископаемых.

Существование наложенного на скарны преимущественно сульфидного оруденения свидетельствует о протекании третьего – гидротермального – этапа скарнового процесса.

По поводу образования скарнов общепризнанной является гипотеза российского учёного Д.С. Коржинского. Первоначально в 1948 г. им была сформулирована идея *биметасоматоза*. Известно, что в зоне контакта в соприкосновение приходят совершенно различные по составу породы: известняки, в значительной степени обогащенные кальцием, и гранитоиды, обогащенные кремнием и алюминием. Учёный полагал, что в растворах, пронизывающих эту зону, устанавливается неравновесная химическая среда, и компоненты известняков замещают гранитоиды, а компоненты гранитоидов – известняки, происходит двойной метасоматоз, т.е. биметасоматоз. Кроме того, реакции минералообразования происходят на фронте соприкосновения этих растворов. В результате всех этих процессов образуются скарны.

В дальнейшем в 1953–1959 гг. идея биметасоматоза была развита Д.С. Коржинским в инфильтрационно-диффузионную гипотезу, согласно которой скарны образуются как за счет миграции химических компонентов в зоне контакта (диффузии), так и за счет привноса ком-

понентов гидротермальными растворами из внутренних частей застывающей интрузии, т.е. путем инфильтрации. Причем последние приносят и главную часть рудного вещества (см. рис. 9.1,б).

На основании изучения газово-жидких включений в минералах и анализа минеральных парагенезисов исследователи пришли к выводу, что скарновые месторождения формируются в гипабиссальных условиях на глубинах 0,5 – 2 км и при температурах 700 – 200°. При этом сами скарны образуются при максимальных температурах порядка 700°, позднескарновые руды – при температурах порядка 500° и наложенное гидротермальное оруденение – при температуре 300 – 200° (рис. 9.7).

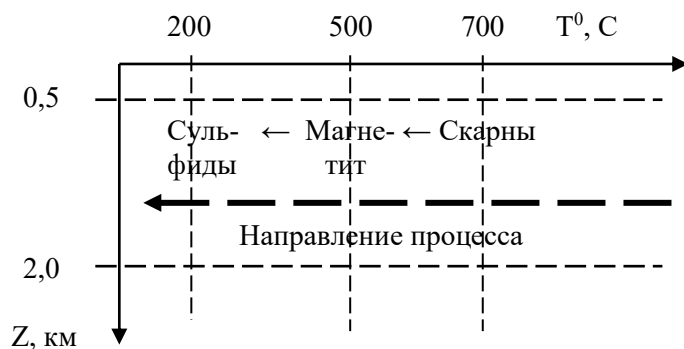


Рис. 9.7. Физико-химические условия образования скарнов и руд

Условия образования скарновых месторождений с применением современных методов были изучены на примере железорудных скарнов района Вегас Пеладас, Мендоза, Аргентина (Pons et al., 2009). Основываясь на данных о флюидных включениях, стабильных изотопах и РЗЭ, установлено, что первичный эндоскарн формировался на глубине порядка 3,5 км под литостатическим давлением около 1 кбар при высокой температуре порядка 670–400°C. В скарнообразовании участвовали соленые, обогащенные железом магматические флюиды. Они содержали более 50 мас.% NaCl эквив.,  $\text{NaCl} \pm \text{KCl} \pm \text{FeCl}_2$  с промежуточной фугитивностью кислорода. Железные руды и ретроградная экзоскарновая ассоциация формировались под гидростатическими условиями пониженных давлений, возникших после тектонических разрывов в ранних скарнах. Флюиды этой стадии имели пониженную температуру (менее 320°C) и соленость (менее 48,5 мас.% NaCl эквив.,  $\text{NaCl-KCl-FeCl}_n\text{-H}_2\text{O-CO}_3^+$ ). Минералогия и положительная Eu аномалия ретроградской ассоциации указывают на среду с высокой фугитивностью кислорода. Смешение и разжижение ранних магматических флюидов с внешними флюидами (т.е. метеорными водами) привели к уменьшению температуры флюидов, солености и общей концентрации РЗЭ в позднюю стадию образования скарнов (эпидот, кварц и кальцит  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = -4,66$  до  $+4,3\text{‰}$ ;  $\delta^{13}\text{C}_{\text{флюид}} = -10,3$  до  $-7,2\text{‰}$ ).

Ряд исследователей (Баскина и др., 2009) важную роль в рудообразовании также отдают подземным водам, притекающим в его систему.

Существует мнение о вулканогенно-осадочном происхождении пластовых железорудных залежей скарновых месторождений, таких как Гороблагодатское, Сарбайское (Кузнецов, 2008).

## Глава 10

# МЕСТОРОЖДЕНИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ ГРУППЫ

### 10.1. Геологические особенности гидротермальных месторождений

В гидротермальную группу включены месторождения, образовавшиеся из горячих водных растворов – гидротерм. Гидротермальное минералообразование наблюдается в областях современного вулканизма. Суть этого процесса заключается в заполнении полостей или замещении горных пород, по которым движутся растворы. Так осуществляется природная связь между метасоматическими и гидротермальными месторождениями.

#### 10.1.1. Региональное геологическое положение месторождений

*Современные гидротермы* в виде выходящих на поверхность земли горячих источников распространены в различных тектонических обстановках.

Гидротермы известны и на участках тектонической активизации континентов в «горячих точках» (гейзеры Йелоустонского парка) и рифтах (Восточно-Африканская рифтовая система). В подводных спрединговых рифтовых зонах установлена гидротермальная деятельность в виде «курильщиков». В тектонических обстановках субдукции в Тихоокеанском вулканическом поясе гидротермы присутствуют в областях наземного вулканизма. Они распространены как на островодужных активных окраинах (Камчатка, Курильские острова), так и в приконтинентальных окраинах Американского континента. В обстановках коллизии, например на Кавказе (Пятигорские минеральные воды), гидротермальная деятельность проявляется менее активно.

Возле выходов гидротерм происходит минералообразование. Поскольку продукты современной гидротермальной деятельности встречаются практически во всех тектонических обстановках, аналогичные процессы могли происходить и в древних обстановках.

*Ископаемые гидротермальные месторождения* встречаются в фанерозойских складчатых областях и на платформах. В складчатых областях (геосинклиналях) месторождения ассоциируют с разнообразными магматическими породами:

- плутоническими – субдукционными и коллизионными гранитоидами,
- вулканическими – субдукционными андезитодацитами и спрединговыми океаническими базальтами.

Часть месторождений бывает связана с терригенными и карбонатными осадочными горными породами.

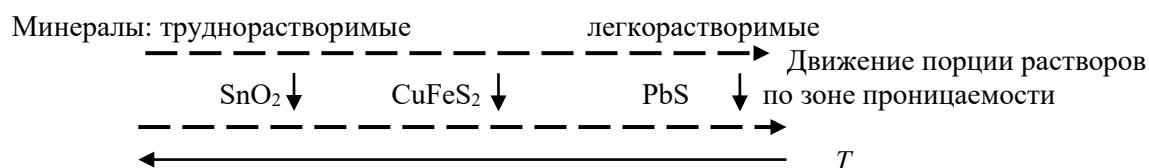
На древних платформах месторождения располагаются среди рифтогенных карбонатных или терригенных осадочных формаций фундамента или формаций осадочного чехла, а также связаны с магматическими породами зон активизации.

Месторождения могут быть встречены в осадочном чехле активизированных молодых эпифанерозойских платформ. Таким образом, оказывается, что гидротермальные месторождения могут располагаться среди самых разнообразных горных пород.

#### 10.1.2. Особенности строения и состава гидротермальных месторождений

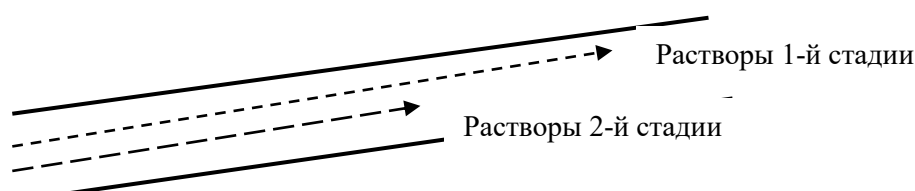
Первой главной особенностью месторождений является *эпигенетичный* по отношению к окружающим породам характер залегания тел полезных ископаемых. Они могут быть секущими и согласными. Секущие тела имеют форму жил, штокверков, труб, а согласные – пласто- и линзообразных залежей.

Вторая особенность связана с зональностью полезных ископаемых. *Зональность* – это закономерное изменение состава полезных ископаемых в пространстве. Впервые она подробно была описана В. Эммонсом (1935) при изучении месторождения олова Корнуэлс в Великобритании. Месторождение Корнуэлс представляет собой совокупность крутопадающих кварцевых рудных жил, приуроченных к интрузиям гранитов пермского возраста. Там участки жил, располагающиеся вблизи гранитоидов, содержат касситерит, далее, по мере удаления от контакта с гранитами, жилы обогащаются халькопиритом, а еще дальше – галенитом и сфалеритом. В результате на месторождении были выделены оловянная, медная и полиметаллическая зоны. Такая зональность объяснялась изменением термодинамических условий среды минералообразования по мере удаления от интрузий. Другими словами, из растворов, двигавшихся от магматического источника, минералы выпадали в порядке, обратном их растворимости. Описанную смену состава рудных тел принято называть *фациальной зональностью* (рис. 10.1).



**Рис. 10.1.** Схема формирования фациальной зональности по мере понижения температуры

Изменение состава тел полезных ископаемых может быть объяснено другой причиной: отложением минералов из последовательно двигавшихся по проницаемой зоне растворов разных стадий минералообразования, отличающихся по составу. Например, от остывающего источника вначале продвигаются высокотемпературные растворы, отлагающие касситерит, а затем низкотемпературные, отлагающие сульфиды. Такую зональность, обусловленную совпадением в пространстве путей миграции растворов разных стадий минералообразования, описал С.С.Смирнов (1947), назвав ее *стадийной зональностью* (рис. 10.2). Рудные тела, в которых наблюдается стадийная зональность, именуются телескопированными.

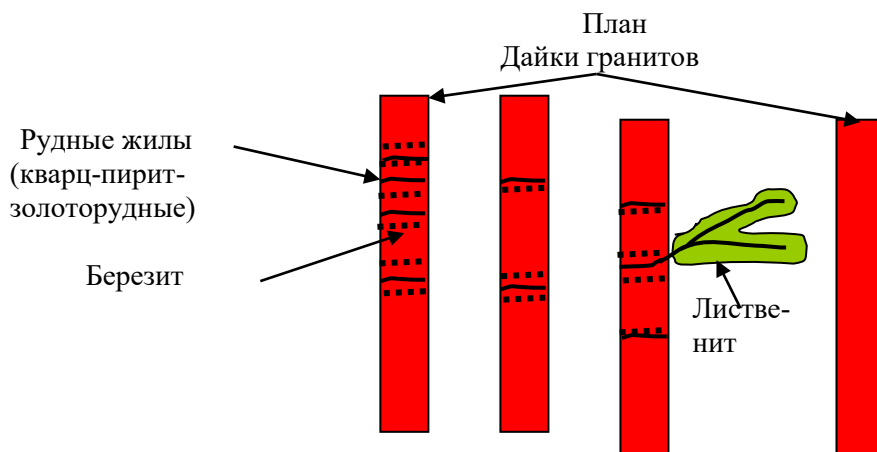


**Рис. 10.2.** Схема формирования стадийной зональности

Зональность проявляется не только в рудных телах, но и в пределах месторождений, состоящих из совокупности рудных тел (рис. 10.5), а также в рудных полях, состоящих из совокупности месторождений.

Третья характерная особенность тел полезных ископаемых – залегание среди *гидротермально измененных* метасоматических горных пород. Характер изменений определяется температурой минералообразования и составом рудовмещающих пород. Наиболее высокотемпературные изменения характерны для периферических частей интрузий лейкогранитов, которые подвергаются микроклинизации, альбитизации и грейзенизации. Для умеренно кислых гранитов характерны окварцевание, серицитизация, аргиллизация и пропилитизация. Гидротермальные жилы могут залегать среди альбититов, грейзенов, вторичных кварцитов, пропилитов и других изменённых пород. Дайки гранитов вокруг рудных жил бывают превращены в *березит* – породу, состоящую из кварца, серицита и пирита. При изменении ультраосновных пород (серпентинитов) образуются *листвениты* – породы, состоящие из карбонатов железа и магния и содержащие зеленый хромовый мусковит – фуксит (рис. 10.3).

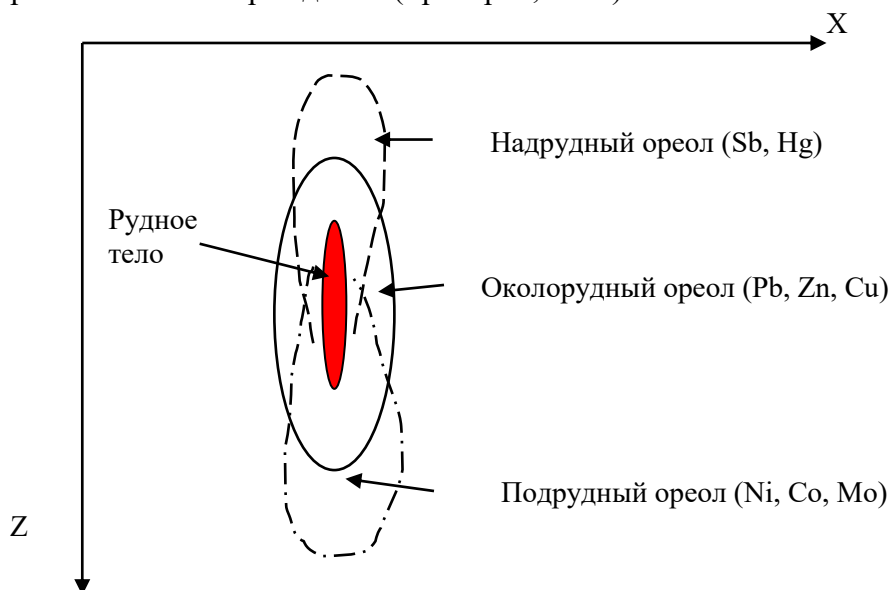




**Рис. 10.3.** Гидротермальные изменения вмещающих пород вокруг рудных кварцевых жил (Берёзовское месторождение золота на Урале)

Гидротермальные изменения могут происходить и в осадочных породах. Известняки часто подвергаются окварцеванию и доломитизации. Окварцованные известняки получили название *джаспероидов*.

Четвёртая отличительная черта месторождений – присутствие геохимических ореолов. Первичные *геохимические ореолы* – это участки повышенных (аномальных) содержаний химических элементов вокруг месторождений и рудных тел, образовавшиеся в процессе их формирования. Для ореолов характерно закономерное изменение содержаний химических элементов по мере удаления от рудных тел, т.е. геохимическая зональность (рис. 10.4). Существование геохимических ореолов обусловило широкое применение геохимических методов при поисках месторождений (Григорян, 1987).



**Рис. 10.4.** Двумерное сечение первичных геохимических ореолов крутопадающего тела полиметаллических руд

### 10.1.3. Классификация гидротермальных месторождений

Одной из первых и широко распространенной в мировой практике, особенно североамериканских геологов, явилась классификация В. Линдгрена, предложенная им в 1907 г. В ней он выделил три класса: гипотермальный с предполагаемой температурой минералообразования 500–300°C, мезотермальный – 300–175°C и эпитеpmальный – 200–50°C. Позднее Л.Грейтон в 1933 г. предложил выделять класс телетермальных месторождений, образуя-

щихся на малой глубине и при низких температурах. Развитием этой классификации явилась классификация П.М. Татаринова (1975), в которой месторождения были подразделены по глубине образования на два класса: месторождения умеренных и значительных глубин (более 1 км) и месторождения малых глубин и приповерхностные (глубина образования менее 1 км). В пределах классов месторождения подразделялись на высокотемпературные (500–300°C), среднетемпературные (300–200°C) и низкотемпературные (менее 200°C). Г. Шнейдерхен (1955) предложил делить месторождения на плутонические, связанные с интрузивными породами, и вулканические, связанные с вулканической деятельностью.

В результате обобщения материалов по геологическим и физико-химическим условиям образования месторождений В.И. Смирнов в 1969 г. предложил свою классификацию, в которой выделил 3 класса: плутоногенный, вулканогенный и амагматогенный. Эта классификация получила широкое распространение в СССР и России. Из названия классов видно, что в основу ее положена связь месторождений с плутоническими, вулканическими процессами или отсутствие видимой связи с таковыми. Нами в гидротермальную группу включён четвёртый класс – гидротермально-осадочный. Он объединяет месторождения, связанные с океаническими гидротермами («курильщиками») (табл. 10.1).

**Таблица 10.1.** Классы гидротермальной группы месторождений

Серия	Группа	Класс	Условия образования
А. Эндогенная	III. Гидротермальная	Плутоногенный	Плутонические и гипабиссальные
		Вулканогенный	Вулканические и наземные
		Амагматогенный	Низкотемпературные стратисферные
		Гидротермально-осадочный	Подводные и приповерхностные

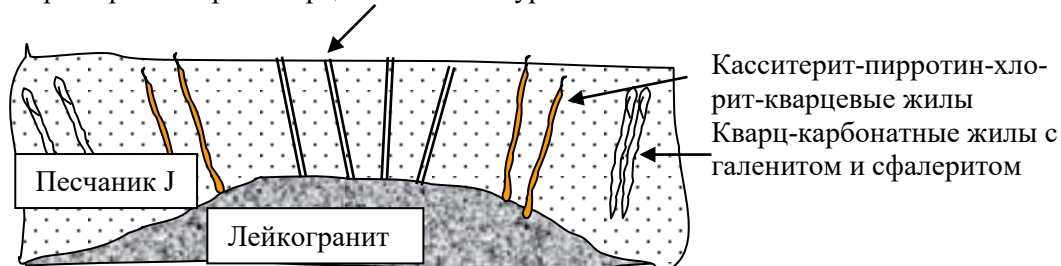
## 10.2. Месторождения плутоногенного класса

Месторождения плутоногенного класса характеризуются непосредственной связью с интрузивными породами кислого отряда, иногда такая связь не наблюдается. Рудные тела в виде штоков и жил располагаются в эндо- или экзоконтактной зоне плутонических пород. Класс объединяет высоко- и среднетемпературные месторождения умеренных и значительных глубин классификации П.М. Татаринова.

*Строение месторождений* зависит от глубины формирования рудоносных интрузий, наличия проницаемых для растворов участков в толщах окружающих пород.

В связи с крупными плутоническими телами могут формироваться месторождения в виде эндо- и экзоконтактовых жильных полей. На рис. 10.5 изображена модель месторождения *жильного силикатно-сульфидно-касситеритового типа*, рудные жилы которого связаны с лейкогранитами и залегают в песчаниках юры. Месторождение характеризуется зональным

Касситерит-арсенопирит-кварцевые жилы с турмалином

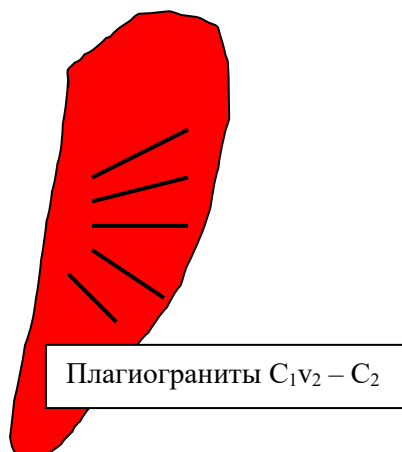


**Рис. 10.5.** Схема зонального расположения экзоконтактовых жил на примере вертикального разреза Депутатского месторождения

изменением состава жил. В центре расположены наиболее высокотемпературные касситерит-арсенопирит-кварцевые жилы с турмалином, к периферии интрузии они сменяются кас-

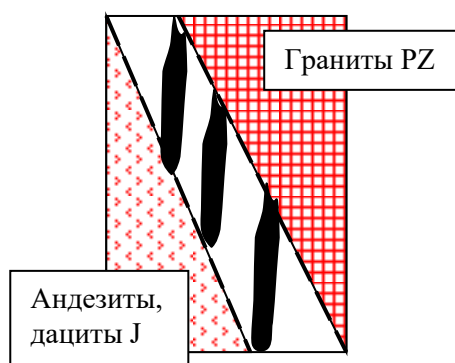
ситерит-пирротин-хлорит-кварцевыми жилами и далее низкотемпературными кварц-карбонатными с галенитом и сфалеритом.

В гипабиссальных условиях месторождения бывают связаны с дайками гранитоидов. Это типично для Уральских золоторудных месторождений. Так, на Березовском месторождении *кварц-пирит-золоторудного типа* рудные тела в виде серии жил располагаются вдоль поперечных трещин в дайках гранитов, образуя так называемые лестничные жилы (рис. 10.3). Рудные жилы бывают приурочены и к контактам даек с вмещающими породами, как на Кочкарском месторождении *кварц-арсенопирит-золоторудного типа* (рис. 10.6).



**Рис. 10.6.** План-схема Пластовского гранитного массива, рассеченного веером рудоносных даек (Рудные ..., 1978, т.3, с.43)

В ряде случаев положение месторождений и рудных жил контролируется разрывными нарушениями, среди которых различают рудоподводящие, рудораспределяющие и рудоконтролирующие. По рудоподводящим структурам движется основной поток гидротерм, он разделяется рудораспределяющими дизъюнктивами, а места локализации минералообразования определяют рудоконтролирующие трещины. Пример жильного полиметаллического месторождения, контролируемого разрывными нарушениями, приведён на рис. 10.7.



**Рис. 10.7.** Схема расположения рудных тел (черное) в зоне разрывного нарушения (план) на примере Садонского месторождения (Северный Кавказ, Северная Осетия – Алания)

*Классификация плутогенных месторождений.* При изучении минерального состава месторождений обычно устанавливаются три стадии минералообразования. Для ранней наиболее высокотемпературной стадии характерно преобладание кварца и сопутствующих ему оксидных и сульфидных минералов, на средней стадии обычно образуются сульфиды, а на поздней – карбонаты. Однако интенсивность минералообразования на разных стадиях бывает различной. На одних месторождениях преобладают минералы ранней стадии, на других – средней, на третьих – поздней.

Учитывая, что минеральные ассоциации отражают и физико-химические условия, В.И. Смирнов предложил подразделять класс плутогенных месторождений на подклассы по преобладающему парагенезису минералов: *кварцевый, сульфидный и карбонатный*. Кро-

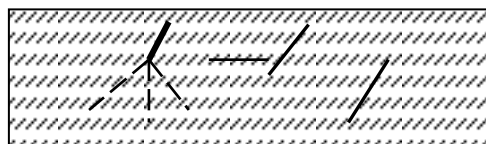
ме того, в природе встречаются объекты с другими парагенезисами, источником вещества которых оказываются породы, окружающие граниты, например, месторождения *хризотил-асбеста, талька*, которые можно выделять в самостоятельный подкласс. Ряды в классификации указывают на связь месторождений с рудоносными формациями горных пород (табл. 10.2).

**Таблица 10.2.** Классификация месторождений плутогенного класса гидротермальной группы

Подкласс	Ряд	Генетический тип	Пример
Кварцевый (высокотемпературный)	Плагиигранит-сиенитовый	Кварц-золоторудный	Мурунтау, Узбекистан
	Гранодиоритовый	Золото-сульфидно-кварцевый	Берёзовское, Свердловская обл.; Кочкарское, Челябинская обл.
	Гранитовый	Кварц-касситерит-вольфрамитовый жильный	Иультин, Чукотка
	Лейкогранитовый	Жильный силикатно-сульфидно-касситеритовый	Депутатское, Якутия
		Кварц-шеелитовый	Богуты, Казахстан
	Мигматит-гранитный	Кварц-золоторудный	Колар, Индия
Сульфидный (среднетемпературный)	Гранодиорит-монцонитовый	Полиметаллический жильный	Садонское, Северная Осетия
		Сульфидно-уранинитовый	Мерисвейл, США
Карбонатный (низкотемпературный)	Гранодиорит-монцонитовый	Арсенидно-кобальтовый жильный	Ховуаксинское, Тыва
Экзогидротермальный	Гранитный апо-гипербазитовый	Хризотил-асбестовый	Баженовское, Свердловская обл.
		Тальковый	Шабровское, Свердловская обл.

**Подкласс кварцевый** включает высокотемпературные месторождения, генетически связанные с большим разнообразием гранитоидных формаций, содержание кремнезёма в которых определяет состав полезных ископаемых.

Ряд плагиигранит-сиенитовый представлен уникальным месторождением *кварц-золоторудного типа* Мурунтау (Бухарская область, Южный Тянь-Шань). Оно представляет собой громадный штокверк в древних терригенных черносланцевых породах, прорезанный сетью тонких золотоносных кварцевых жил (рис.10.8).



**Рис. 10.8.** Штокверк золоторудных кварцевых жил и прожилков в метасоматически изменённой флишеидной толще песчаников и сланцев PR-Е

С формациями нормальных и лейкократовых гранитов связаны *типы комплексных месторождений олова и вольфрама* на Северо-Востоке и Дальнем Востоке России (см. рис. 10.5).

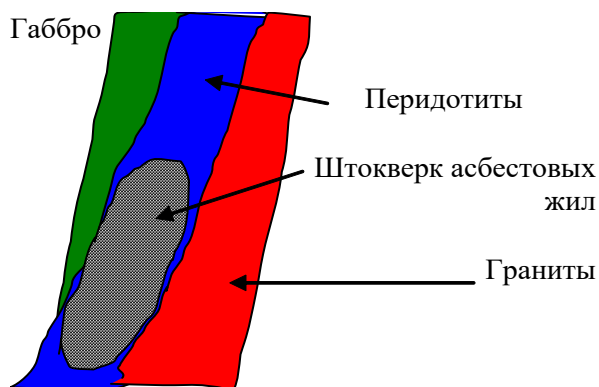
**Месторождения сульфидного подкласса** характеризуются жильной формой рудных тел, залегающих либо на удалении от рудоносных интрузий гранитоидов, либо вне видимой связи с ними в зонах разрывных нарушений среди осадочных и вулканогенно-осадочных горных пород. Типичными примерами являются *тип жильных галенит-сфалеритовых месторождений* (Садонское на Кавказе, Россия), *тип сульфидно-силикатно-касситеритовый* (Комсомольский рудный узел, Россия).

При минералообразовании по способу замещения тела полезных ископаемых приобретают неправильную форму, залегая среди благоприятных для замещения карбонатных пород. Характерным примером метасоматических залежей являются залежи месторождений Нерчинской группы в Забайкалье, относимые к *типу галенит-сфалеритовых руд в карбонатных породах*.

**Месторождения карбонатного подкласса** включают *тип арсенидов кобальта и никеля* иногда с висмутином, аргентитом и уранинитом. В Хову-Аксинском месторождении в Туве (Россия) рудные жилы сложены карбонатами, которые содержат минералы кобальта.

Спорным является генезис месторождений сидеритового (Бакальское) и магнезитового (Саткинское) типов западного склона Южного Урала. Они характеризуются пластообразной формой тел полезных ископаемых, располагающихся среди измененных карбонатных пород протерозоя. Некоторые исследователи считали их гидротермальными, однако работы последних лет позволяют считать их образование осадочным в эвапоритовом бассейне (Крупенин, 2018).

Источником вещества полезных ископаемых перечисленных трёх классов служили рудносные гранитоиды, четвёртый класс экзогидротермальный образуется за счёт вещества горных пород, вмещающих гранитоиды. От этого внешнего источника и происходит название подкласса. Наиболее характерными в этом отношении породами являются ультраосновные. Под действием тепла и растворов гранитоидов в них появляются новые минералы и их разновидности. Образуются месторождения минералов магнезия, типичного для гипербазитов. Это хризотил-асбест  $Mg_3[Si_2O_5](OH)_4$  и тальк  $Mg_3[Si_4O_{10}](OH)_2$ . Баженовское месторождение хризотил-асбеста (г. Асбест Свердловской области) представляет собой большой участок тела перидотитов, содержащий жилы и прожилки этого волокнистого минерала. Жилы поперечно-волокнистого асбеста в перидотитах бывают оторочены серпентинитом. Перидотиты контактируют с телом гранитоидов, приведших к гидротермальным преобразованиям пород (рис. 10.9).



**Рис. 10.9.** Схема геологического положения месторождения хризотил-асбеста

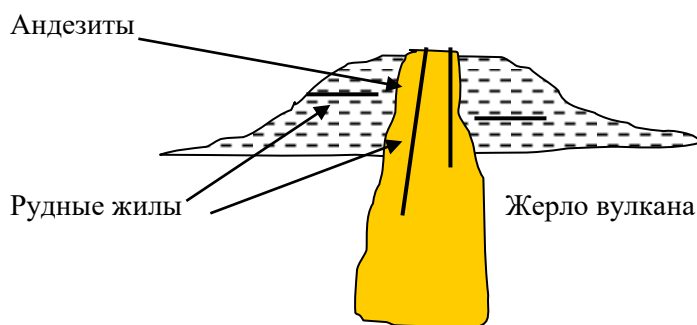
В результате гидротермальных преобразований ультрабазитов образуется также тальк, месторождения которого распространены на Урале.

### 10.3. Месторождения вулканогенного класса

Второй класс гидротермальных месторождений имеет тесную связь с продуктами наземного вулканизма, причем тела полезных ископаемых в виде жил и столбов залегают как в породах жерловой фации вулканов, так и по их периферии среди лав и вмещающих пород (рис. 10.10).

**Геологическое положение.** Месторождения вулканогенного класса тесно связаны с вулканическими процессами, протекающими на поверхности суши. Большинство месторождений располагается в пределах фанерозойских складчатых областей, где их положение контролируется вулканическими породами андезитодацитово́й формации, образовавшимися на сред-

ней (субдукционной) стадии. Реже месторождения встречаются на платформах, где они бывают связаны с породами базальт-долеритовой (трапповой) формации зон активизации.



**Рис. 10.10.** Строение гидротермального месторождения вулканогенного класса: тела полезных ископаемых в виде жил и столбов залегают в породах жерловой фации вулканов, а также среди лав и вмещающих пород

**Классификация вулканогенных месторождений.** Полезные ископаемые, образовавшиеся в результате вулканогенной гидротермальной деятельности, могут находиться в твёрдой и жидкой фазах. Твёрдую фазу составляют многообразные минералы, а жидкую – разнообразные подземные воды. Это позволяет разделить класс на 2 подкласса: субвулканический и термально-водный.

Субвулканические минералы образуются двумя способами: выпадением из водных растворов и из газов (сера вулканических эксгаляций). Месторождения *субвулканического подкласса* подразделяются на ряды по составу исходных магм (табл. 10.3).

**Таблица 10.3.** Классификация месторождений вулканогенного класса гидротермальной группы

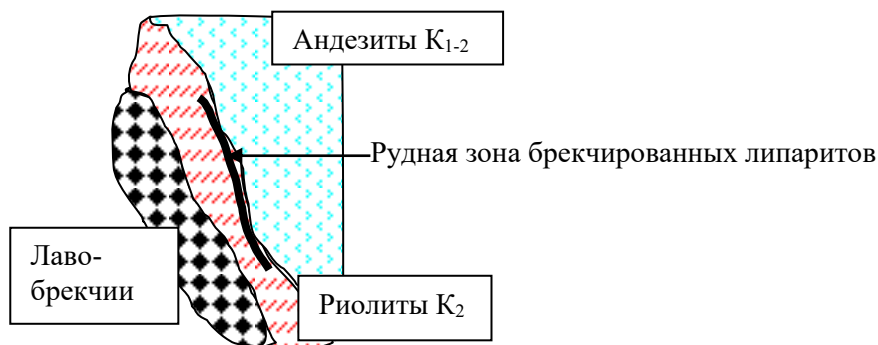
Подкласс	Ряд	Генетический тип	Пример
Субвулканический	Риолитовый	Киноварный	Пламенное, Чукотка; Нью-Альмаден, США
		Флюоритовый	Вост. Монголия
	Андезито-дацитовый	Молибденит-флюорит-настурановый	Стрельцовское, Читинская область
		Кварц-золоторудный с серебром	Тайолтита, Мексика; Багио, Филиппины
		Кварцево-сульфидный золотосеребряный полиметаллический	Анды
		Самородной серы	Курильские о-ва, Россия
	Латитовый (трахиандезитовый)	Жильный сульфидно-касситеритовый в жерлах вулканов	Ллалагуа, Боливия
	Фонолитовый	Золотосеребряный с теллуrom	Крипл Крик, США
	Базальт-долеритовый	Самородной меди	Р-н оз. Верхнее, США
		Исландского шпата	Нижнетунгусские месторождения, Красноярский край
Термально-водный	Андезито-дацитовый	Теплоэнергетических вод	Паужетское, Камчатка
		Бальнеологических вод	Пятигорские месторождения, Ставропольский край

Самым распространённым является *ряд андезито-дацитовых месторождений*. Он характеризуется приуроченностью рудных тел к породам жерловой фации вулканов или к разрывным нарушениям вулканических кальдер и слагающим их породам. Рудные тела имеют форму труб, жил и штокверков. Для них характерны *типы золотосеребряных месторождений*



кварцевой и сульфидной ассоциаций. Наиболее широко они распространены в Тихоокеанском вулканическом поясе на Американском, Азиатском континентах и островодужных окраинах.

В Хабаровском крае России месторождения тяготеют к вулканическим поясам, таким как Охотско-Чукотский (Многовершинное, Хаканджа). Рудные залежи представляют собой зоны халцедон-адуляр (низкотемпературный ортоклаз) кварцевых жил наземных вулканических аппаратов андезитодацитовых пород (рис. 10.11). Руды отличаются сложным минеральным составом, преобладает ассоциация золото-аргентит  $\text{Ag}_2\text{S}$ -полибазитовая  $(\text{Ag,Cu})_{16}\text{Sb}_2\text{S}_{11}$ .



**Рис. 10.11.** Строение вулканогенного месторождения золотосеребряного типа (план) на примере месторождения Хаканджа (Бородаевская, Рожков – кн. Рудные ..., 1978, т.3, с. 11)

Уникальные месторождения молибденит-флюорит-настуранового типа являются главным источником уранового сырья в России.

Риолитовая формация пород продуктивна на месторождения ртутного типа в России и США. Очень крупный рудный район месторождений жильного сульфидно-касситеритового типа обусловлен присутствием латитов в Боливии. Вулканические разности нефелиновых сиенитов – щелочных пород среднего отряда (фонолитов) – образовали уникальное месторождение золотосеребряного с теллуридом типа Крипл Крик в США.

Ряд базальт-долеритовых месторождений связан с лавовыми фациями, в которых могут присутствовать два типа месторождений. Первый – тип самородной меди в ассоциации с цеолитами (озеро Верхнее, США). Второй – исландского типа, высококачественные кристаллы которого находятся в миароловых пустотах базальтов (месторождения Сибирской платформы).

К эксгальационным относятся месторождения самородной серы в эффузивах, известные на Камчатке, Курильских островах и в Японии.

Термально-водные месторождения распространены в районах современного вулканизма, на Камчатке, в Исландии и могут быть источником энергетических и бальнеологических вод (см. табл. 10.3).

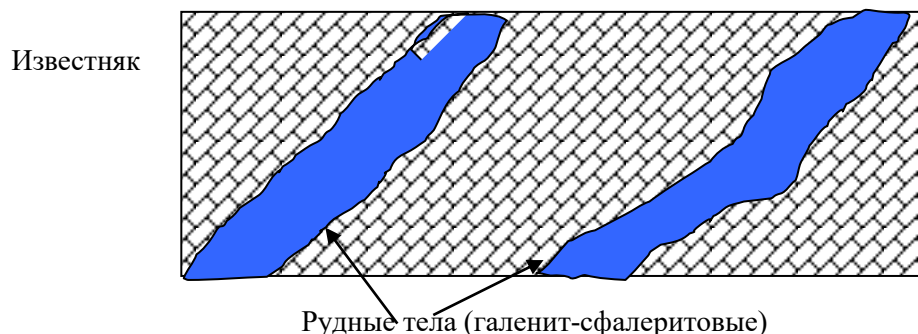
## 10.4. Месторождения амагматогенного класса

Амагматогенные месторождения образуют третью разновидность гидротермальных месторождений, которая не имеет видимой связи с магматическими породами. Их рудные тела в виде пласто-, линзообразных залежей или жил располагаются среди осадочных терригенных или карбонатных горных пород (рис. 10.12).

**Геологическое положение.** Амагматогенные месторождения отличаются приуроченностью к формациям осадочных протоплатформенных горных пород фундамента древних платформ или к формациям осадочных пород чехла древних или молодых эпифанерозойских платформ. Положение месторождений контролируется зонами тектонической активизации. По характеру залегания и условиям образования в классе амагматогенных месторождений выде-



ляются два подкласса: подкласс стратиформных и подкласс жильных месторождений (табл. 10.4). Месторождения стратиформного подкласса имеют спорное происхождение. Одни считают их гидротермальными, другие – экзогенными.



**Рис. 10.12.** Месторождение амагматогенного класса: пластообразные залежи в карбонатных породах

**Таблица 10.4.** Генетическая классификация месторождений амагматогенного класса гидротермальной группы

Подкласс	Ряд	Генетический тип	Пример
Стратиформные	Апокарбонатный	Галенит-сфалеритовый	Миргалимсай, Казахстан
	Апотерригенный	Галенит-сфалеритовый	Ред Дог, Аляска
		Борнит-халькозиновый	Джезказган, Казахстан; Удокан, Читинская обл.
Жильные	Апокарбонатный	Золоторудный в джаспероидах	Карлин, США
		Сурьмяно-ртутный в джаспероидах	Хайдаркан, Киргизия
	Апотерригенный	Сурьмяно-ртутный в песчаниках	Никитовка, Донбасс Украины

Месторождения *стратиформного подкласса* отличаются согласными с вмещающими породами, часто многоэтажными залежами пласто-, линзо- и лентообразной формы. Среди них выделяются два главных рудных типа: борнит-халькозиновый и галенит-сфалеритовый.

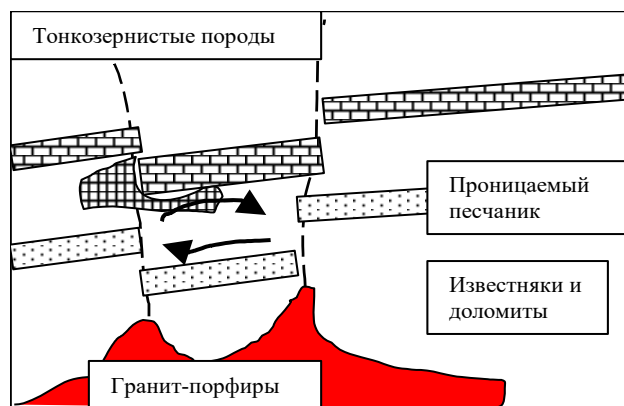
Месторождения *борнит-халькозинового типа* бывают приурочены к пестроцветным терригенным формациям и залегают чаще в сероцветных песчаных породах, например, Джезказган в Казахстане, Удокан в России. Их еще именуют месторождениями медистых песчаников. Реже медные месторождения располагаются в карбонатных доломитовых породах (месторождения медно-кобальтового пояса юга Центральной Африки).

Руды *галенит-сфалеритового типа* обычно залегают в карбонатных породах, как, например, месторождения района Миссисипи-Миссури в США или хребта Каратау в Казахстане. Реже полиметаллические стратиформные залежи находятся среди рифтогенных терригенных пород (месторождения каледонид Швеции).

Месторождения *жильного подкласса* отличаются явно наложенным характером оруденения и наличием зон окварцевания, которые в случае окварцевания карбонатных пород называются *джаспероидами*. Для них типична жильная, пласто- и грибообразная форма рудных тел. Жильная форма указывает на контроль оруденения разрывными нарушениями, пластообразная – на литологический контроль положения оруденения в зависимости от состава пород. Комбинация же структурного и литологического контроля приводит к образованию грибообразных форм рудных тел (месторождение Никитовка в Донбассе). Состав полезных ископаемых характеризуется присутствием низкотемпературных минералов, образующих следующие типы полезных ископаемых: антимонит-киноварный, флюоритовый, реальгар-аурипигментовый.

Типичными сурьмяно-ртутными являются месторождения Никитовского рудного поля в Донбассе на Украине, района Хайдаркан в Киргизии. Как крупнейшее в мире известно месторождение Альмаден в Испании.

Новый важный тип месторождений – *золотополисульфидный* в терригенно-карбонатных толщах (*карлинский тип*), характерным примером которого является месторождение Карлин в США, шт. Невада (рис. 10.13). Месторождения состоят из пласто- и линзообразных залежей тонковкрапленных руд сульфидно-золоторудной ассоциации с реальгаром (AsS) и аурипигментом (As<sub>2</sub>S<sub>3</sub>) в окварцованных известняках. Подобные месторождения (Воронцовское) были позже обнаружены на Урале в России.



**Рис. 10.13.** Модель формирования месторождения типа карлин (Carlin-type), вертикальный разрез.

*Рудное тело заштриховано в клетку (по Sawkins, 1990, p. 162, с изменениями).*

*Стрелками показана конвекция рудообразующих подземных вод под действием тепла гранит-порфира. Растворы циркулируют по ячейке, образованной пластами проницаемых пород и разрывными нарушениями*

## 10.5. Месторождения гидротермально-осадочного класса

Месторождения класса занимают промежуточное положение между месторождениями эндогенной и экзогенной серий. Это обусловлено тем, что источник минеральных веществ для образования месторождений является эндогенным вулканическим, а сам процесс рудообразования протекает в экзогенных, главным образом в субаквальных (подводных) условиях, большей частью в морских, реже в континентальных.

*Региональное геологическое положение. Современное минералообразование* наблюдается на дне морей и океанов. Оно связано с выходами гидротермальных струй – «курильщиков», которые связаны с подводными излияниями океанических базальтов. По данным К.Р. Ковалева и др. (1993), современные гидротермально-осадочные процессы происходят в условиях растяжения земной коры в обстановках спредингового тектонического режима. Это бывают обстановки

- межконтинентальных рифтов, подобные Красноморским,
- срединно-океанических хребтов, типа Срединно-Атлантического,
- развитых задуговых бассейнов между островными дугами и континентом, подобных морю Лау восточнее Австралии.

Состав осадков определяется составом магм и окислительно-восстановительными условиями среды. Близ «черных курильщиков» в восстановительной обстановке отлагаются сульфиды (пирит, марказит, халькопирит, сфалерит, галенит), образуя колчеданные залежи. В окислительной обстановке накапливаются окисные железомарганцевые руды из гетита, псиломелана. Близ «белых курильщиков» накапливаются сульфаты (барит, гипс), соли.

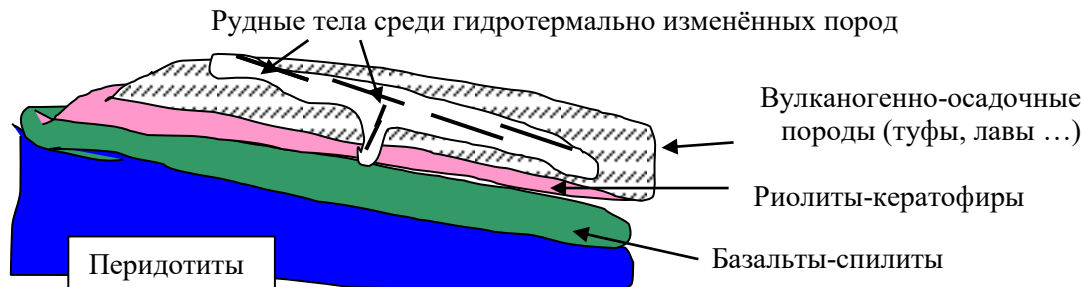
*Ископаемые месторождения* встречаются в фундаментах древних платформ и в фанерозойских складчатых областях.

В фундаментах платформ месторождения приурочены к протерозойским рифтогенным структурам и тяготеют либо к раннепротерозойским зеленокаменным поясам (месторождения Канады, Швеции), либо к metabазальтоидным формациям внутриконтинентальных и окраинно-континентальных рифтов (Холоднинское месторождение на Сибирской платформе).

В складчатых областях месторождения связаны с подводной базальтоидной формацией спредингового режима, сопоставляемого с обстановками срединно-океанических хребтов (медно-колчеданные месторождения острова Кипр), и подводной базальт-липаритовой формацией коллизионного режима, сопоставляемого с задуговыми обстановками (колчеданно-полиметаллические месторождения района Кууро в Японии).

Поскольку рудоносные формации горных пород срединных океанических хребтов приурочены к границам тектонических плит, они протягиваются вдоль них на большие расстояния, образуя узкие пояса длиной несколько тысяч километров при ширине в десятки километров (пояс колчеданных месторождений Восточного Урала). Внутри этих поясов выделяются рудные узлы, приуроченные к центрам палеовулканизма.

*Строение рудных полей и месторождений.* В пределах рудоносных формаций, сформировавшихся в определенной палеотектонической обстановке, можно выделить различные субформации: собственно вулканогенную, характерную для центров вулканической деятельности, и вулканогенно-осадочные – терригенные и карбонатные. Так, вертикальный разрез формации островодужного типа обычно начинается лавами основного состава, сменяющимися вверх по разрезу лавами кислого состава и затем вулканогенно-глинистыми породами с риолитами. На флангах вулканических построек вулканогенно-глинистые породы сменяются часто вулканогенно-карбонатными (рис. 10.14).



**Рис. 10.14.** *Строение района гидротермально-осадочного месторождения. Вертикальный разрез офиолитовой ассоциации*

*Тела полезных ископаемых* бывают расположены в жерлах вулканов в виде штокверков и жил, но чаще они располагаются среди вулканогенно-глинистых пород над жерлами, имея пласто- и линзообразную форму и залегая согласно с вмещающими породами. Для штокверковых руд характерна прожилково-вкрапленная и жильная текстура, а для пласто- и линзообразных залежей – первичная скрытокристаллическая колломорфная структура и полосчатая текстура. В целом образование месторождений бывает приурочено к окончанию цикла вулканогенно-магматической деятельности.

*Состав тел полезных ископаемых* определяется, с одной стороны, удаленностью от центра подводного вулканизма, а с другой – составом рудоносных формаций вулканических пород.

В первом случае состав полезных ископаемых является отражением латеральной фациальной зональности, выражающейся в том, что ближе к очагам вулканизма располагаются тела сульфидных руд, а на периферии часто среди карбонатно-вулканогенных пород – тела оксидных и галлоидных полезных ископаемых.

Тела сульфидных руд бывают сложены серным колчеданом – пиритом, медным колчеданом – халькопиритом, свинцовым и цинковым колчеданами – галенитом и сфалеритом. Поэтому сульфидные руды получили название *колчеданных*. Оксидные руды обычно сложены оксидами железа – гематитом, магнетитом и оксидами марганца – браунитом, гаусманнитом, пиролюзитом. Среди галоидных полезных ископаемых наряду с собственно галоидами – галитом, сильвином, могут присутствовать и бораты. Кроме того, к центрам вулканизма бывают приурочены продукты механического осаждения вулканогенного материала – различные туфы.

Что касается влияния состава рудоносных вулканических формаций на состав полезных ископаемых, то можно отметить, что более базальтоидные формации сопровождаются преимущественным серно- и медно-колчеданным оруденением, а более кислые – риолитовые – колчеданно-полиметаллическим.

*Классификация месторождений гидротермально-осадочной группы.* В зависимости от состава полезных ископаемых, являющихся продуктами гидротермально-осадочного минералообразования, в котором отражаются физико-химические условия их образования, выделяются три подкласса: колчеданный, фосфатно-оксидный и соляной. Внутри подклассов в зависимости от состава рудоносной формации выделяются ряды (табл. 10.5).

**Таблица 10.5.** *Классификация и характеристика месторождений гидротермально-осадочного класса*

Подкласс	Ряд	Генетический тип	Пример
Колчеданный	Базальтовый	Серно-колчеданный	Месторождения Карелии
	Риолит-базальтовый	Медно-колчеданный	Гайское, Оренбургская область; Карпушинское, Свердловская область
	Базальт-андезит-риолитовый	Колчеданно-полиметаллический	Риддер-Сокольное, Алтай Казахстана
Фосфатно-оксидный	Базальтовый	Железомарганцевый	Атасуйские, Казахстан
	Щелочно-базальтовый	Микрозернистых фосфоритов	Месторождения хребта Каратау, Казахстан
Соляной	Базальтовый	Галоидный	Красное море
	Андезитовый	Боратовый континентальный	Кырка, Турция; Борон, США

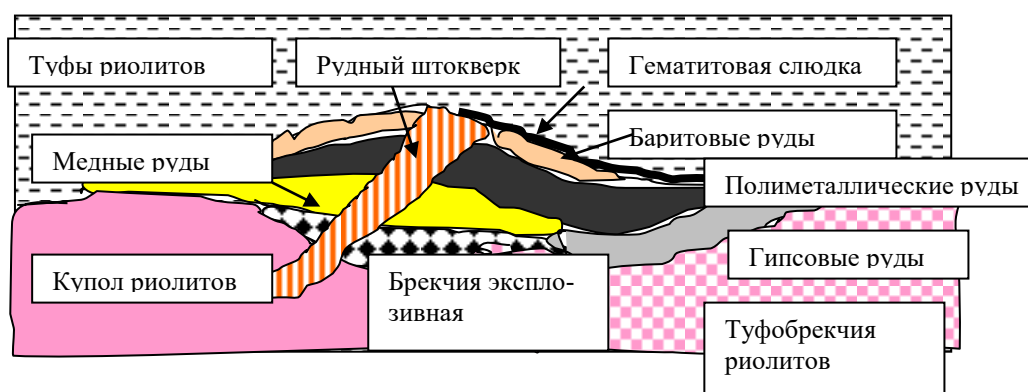
*Месторождения колчеданного подкласса* наиболее распространены. По составу полезных ископаемых и условиям минералообразования среди них выделяются три типа.

Серно-колчеданный (пиритовый) и часть медно-колчеданного (халькопирит-пиритового) типов сопоставляются с месторождениями острова Кипр (кипрский тип), и полагают их образование в пределах палеосрединно-океанических хребтов.

Большинство медно-колчеданных месторождений связывается с палеоэнсиматическими островодужными обстановками и выделяется в уральский тип.

Колчеданно-полиметаллические месторождения (пирит-халькопирит-галенит-сфалеритовые), например, месторождения Рудного Алтая, сопоставляются с месторождениями района Кууроко в Японии (тип куроко), а их образование связывается с обстановками палеоэнсиалических островных дуг.

Типичными представителями месторождений полиметаллических колчеданных руд являются залежи района Кууроко в Японии на островах Хонсю и Хоккайдо, где они образуют пояс шириной около 80 км, длиной более 400 км (рис. 10.15). Руды Кууроко накапливались в течение 200 тыс. лет в позднем миоцене и связаны с морскими кальдерами и пирокластическими куполами риолитов. Они отлагались из подводных источников в локальных депрессиях и на их склонах. В рудных телах установлена следующая вертикальная минералогическая зональность: в основании залегают сплошные пирит-халькопиритовые медные колчеданные руды, которые сменяются вверх по разрезу сплошными полиметаллическими галенит-сфалеритовыми с баритом рудами, затем баритовыми и гематитовыми слоями. Вся рудная толща пересекается трубообразным штокверком из жил и прожилков кварца с пиритом и халькопиритом.



**Рис. 10.15.** Схематический разрез колчеданного месторождения типа кууроко (по F.J. Sawkins, 1990, с. 124, с нашими добавлениями)

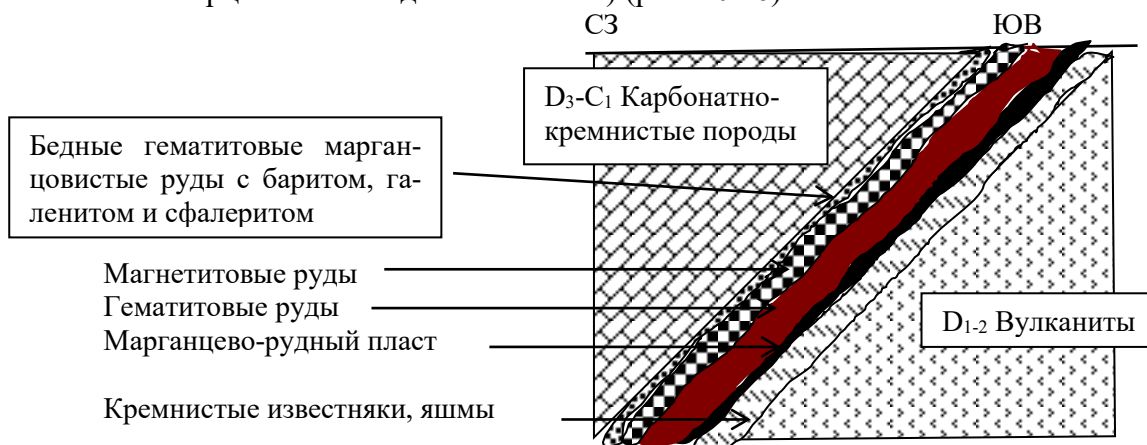
Подобная вертикальная зональность была установлена на Дегтярском колчеданном месторождении на Среднем Урале. В нижней части рудной толщи преобладал пирит, в средней части — халькопирит, выше в кровле располагалось полиметаллическое галенит-сфалеритовое оруденение с повышенной концентрацией золота (по меткому выражению местных геологов — «последний вздох курильщика»).

Ряд исследователей выделяет месторождения типа бесси, залегающие в терригенных породах в связи с базальтоидными вулканитами.

Впервые деление колчеданных месторождений по палеотектоническим условиям их образования предложил Ф. Соукинс (1976). Он разделил месторождения на четыре типа: 1) *тип кууроко* — островодужный в вулканитах кислого отряда; 2) *кипрский тип* — спрединговых хребтов в базальтовых вулканитах; 3) *тип бесси* — межконтинентальных рифтов в кластических осадках; 4) *тип салливан*, связанный с мощными толщами наземных осадков, но не имеющий стратиграфической связи с вулканизмом.

По способу минералообразования В.И.Смирнов (1989) среди колчеданных месторождений выделял гидротермально-метасоматические, образующие зоны прожилково-вкрапленных руд среди субвулканических пород, гидротермально-осадочные, представленные часто многоэтажными пласто- и линзообразными залежами, и комбинированные.

**Фосфатно-оксидный подкласс** представлен комплексными железными и марганцевыми рудами. Наиболее крупными и детально изученными являются месторождения Атасуйского рудного поля в Центральном Казахстане (Урало-Монгольский подвижный пояс, Джунгаро-Балхашская герцинская складчатая система) (рис. 10.16).



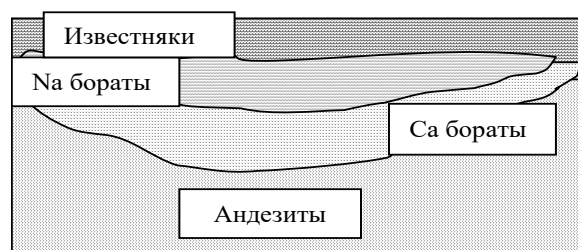
**Рис. 10.16.** Схематический разрез рудной толщи Западно-Каражальского месторождения (Рудные ..., 1978, т.1, с. 31)

В верхней части рудной пачки располагаются баритизированные железные руды, а еще выше, в карбонатных породах, отмечается полиметаллическое оруденение. Таким образом, вверх по разрезу железные руды сменяются марганцевыми, а затем барит-полиметаллическими. Там в основании разреза залегают вулканогенные породы кислого и щелочного состава нижнего-среднего девона, перекрывающиеся пачкой терригенных, затем карбонатных кремнистых пород, на них залегает рудная толща, представленная переслаиванием пластов вначале гематитовых, затем магнетитовых руд и выше гематит-пирролюзитовых руд.

Некоторые исследователи с продуктами субщелочного базальтоидного вулканизма связывают накопление фосфоритов, помещенных в фосфатно-оксидный подкласс.

*Соляной подкласс* представлен рассолами и отложениями солей на дне рифтовой зоны Красного моря. Осадки контролируются участками пересечения рифта поперечными трансформными разломами.

К подклассу следует отнести месторождения боратов в континентальных озерах жарких пустынь зон субдукции.



**Рис. 10.17.** Схематический разрез месторождения Кырка в Турции. Внизу кальциевые бораты: колеманит  $\text{Ca}_2\text{B}_6\text{O}_{11} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ , улексит  $\text{NaCaB}_5\text{O}_9 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ ; вверху натриевые бораты: кернит  $\text{Na}_2[\text{B}_4\text{O}_6] (\text{OH})_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ , тинкал (бура)  $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$

Они связаны с наземными вулканитами калиево-щелочной и андезитовой серий и образуются на участках разгрузки бороносных и соленосных гидротерм. *Боратовый континентальный тип месторождений* является важнейшим источником борного сырья. Месторождения представлены пластами и линзами боратов среди глинистых отложений (Кырка в Турции, рис. 10.14) или среди солей (оз. Серлз, Крамер (Борон) в пустыне Мохаве США).

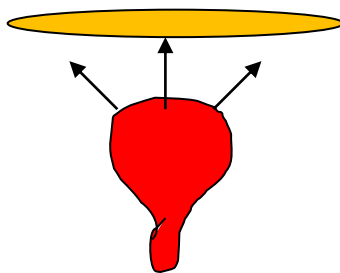
*Генезис гидротермально-осадочных месторождений.* Анализ геологического строения месторождений показывает, что обычно в основании разреза толщ, содержащих полезные ископаемые, присутствуют вулканические горные породы, которые вверх по разрезу сменяются вулканогенно-осадочными и осадочными. Следовательно, в геологической истории рудных полей отчетливо выделяются:

- 1) эффузивно-магматический этап, который, например, для колчеданных месторождений уральского типа начинается с излияния лав основного состава и заканчивается лавами кислого,
- 2) вулканогенно-осадочный этап, включающий гидротермально-метасоматическую и гидротермально-осадочную стадии.

Можно полагать, что серно- и медно-колчеданные месторождения являются составной частью океанической офиолитовой ассоциации.

*История мнений.* Первоначально в 20–30-х гг. XX в. существовала гидротермально-магматическая гипотеза образования колчеданных месторождений (Е. Захаров и др. в России, А. Бэтман в США). Согласно этой гипотезе, формирование колчеданных месторождений связывалось с гидротермальными растворами, источником которых являлись залегающие среди вулканогенных пород более поздние интрузии гранитов (рис. 10.18). Это нашло свое отражение в генетической классификации месторождений П.М.Татарина, рассматривавшего колчеданные месторождения среди среднетемпературных гидротермальных.

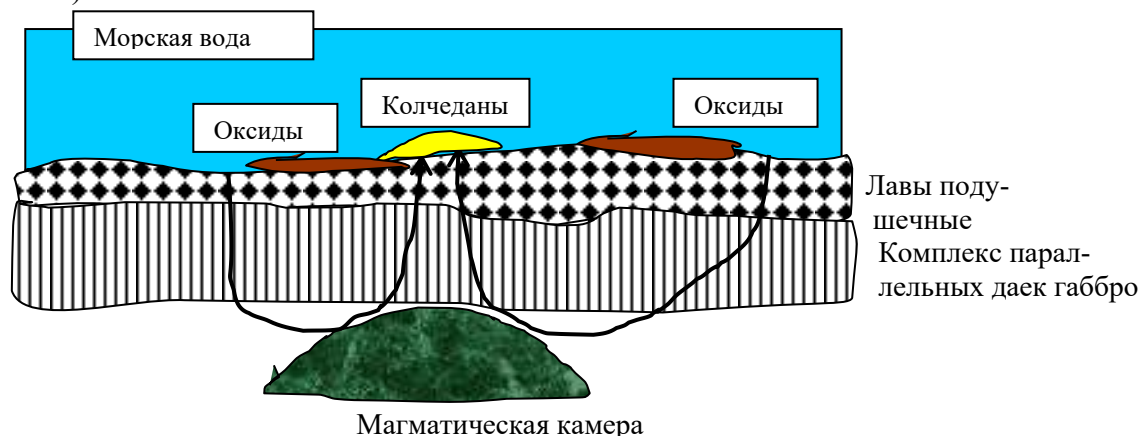




**Рис. 10.18.** Схема формирования колчеданных месторождений гидротермальными растворами интрузии гранитоидов

В конце 30-х гг. А.Н. Заварицким, японскими и скандинавскими геологами была выдвинута гипотеза связи колчеданных месторождений с растворами, источником которых являлись очаги подводного вулканизма.

В настоящее время, по результатам исследований современных подводных гидротерм, продуктов отложения из них, исследований изотопного состава руд, господствующее положение заняла гипотеза водородного образования руд по гидротермально-рециклинговой модели (рис. 10.19).



**Рис. 10.19.** Схема формирования колчеданных месторождений по гидротермально-рециклинговой модели: близ восходящего потока флюидов отлагаются сульфиды, а на периферии в окислительной обстановке – оксидные железомарганцевые руды

Согласно этой гипотезе (M.Solomon, 1976; Дж.М.Франклин и др., 1984), рудообразование совершается в подводно-морских условиях из восходящих минерализованных растворов («курильщиков»). Движение растворов обусловлено конвективной циркуляцией морских вод сквозь толщу эффузивных пород. Причиной конвекции является локальный прогрев толщи эффузивов под действием тепла магматической камеры. Температура минералообразования могла колебаться в интервале 450 – 150°C, а давление отвечать давлению вышележащей толщи морской воды.

## 10.6. Генезис гидротермальных месторождений

О том, что гидротермальные месторождения образуются из горячих водных растворов – гидротерм, свидетельствуют наблюдения современных горячих источников в районах вулканической деятельности, а также исследования газовой-жидких включений в минералах ископаемых месторождений. Исходя из особенностей геологического строения охарактеризованных выше плутоногенных, вулканогенных и гидротермально-осадочных месторождений, в которых полезные ископаемые имеют тесную связь с магматическими породами и сопровождаются зонами гидротермально измененных пород, можно с достаточной достоверностью в истории их образования выделить:

- 1) магматический этап, связанный с образованием магматических горных пород,
- 2) гидротермальный более поздний этап, который распадается на ряд стадий, обуславливая стадийную зональность минералообразования на месторождениях.



Отметим, что в ряде случаев гидротермальному этапу предшествуют пегматитовый и метасоматический.

Как уже рассматривалось, по данным текстурных исследований в полном цикле гидротермального процесса наблюдается следующая стадийность:

- а) стадия кварцевого минералообразования с высокотемпературными сульфидами (арсенипиритом, пиритом),
- б) сульфидная – более поздняя стадия со среднетемпературными минералами (халькопирит, галенит, сфалерит),
- в) карбонатная – наиболее поздняя.

Для ряда месторождений, особенно амагматогенных, источник гидротерм и вещества для образования месторождений не совсем ясен. Он может быть обусловлен и экзогенными процессами.

Ниже рассмотрим проблемы физико-химических условий образования гидротермальных месторождений в том порядке, как их характеризовал В.И. Смирнов (1989).

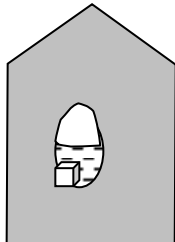
1. *Проблема источников воды.* Она решается как чисто геологическими данными, так и геохимическими. Теоретически можно предположить существование трех источников воды.

Учтём непосредственную связь ряда месторождений с магматическими породами, для которых источником воды являются магмы. Установлено, что в первичных гранитных магмах содержится до 8% воды, тогда как содержание воды в граните составляет не более 1%.

Не менее широко распространенным источником воды могут быть нагретые в результате действия магм или катагенетических процессов подземные глубинные или приповерхностные воды атмосферного происхождения.

Атмосферные воды могут войти в состав экзогенных минералов, например глинистых, а затем выделиться из них в процессе катагенеза и последующего метаморфизма. Это характерно для гидротермальных процессов, протекающих в условиях различных метаморфических фаций.

О реальном источнике воды позволяют судить результаты исследования изотопного состава водорода и кислорода жидких включений в минералах (рис 10.17).



**Рис 10.17.** Кристалл кварца с включением, содержащим жидкую, твёрдую и газовую фазы

Установлено, что магматические (ювенильные) воды отличаются от атмосферных (метеорных) повышенными содержаниями тяжелых изотопов водорода (дейтерия,  ${}^2\text{H}$ ) и кислорода ( ${}^{18}\text{O}$ ). Анализ изотопного состава воды, заключённой в минералах, показывает, что в образовании плутоногенных и вулканогенных месторождений главную роль в рудообразовании играли магматические воды, вместе с тем в низкотемпературных изменениях пород, в частности в пропилитизации, а также в образовании низкотемпературного кальцита, главная роль принадлежит метеорным водам.

Механизм процесса взаимодействия ювенильных и метеорных вод рассматривается следующим образом. Вначале при внедрении магмы вследствие высокой температуры происходит отток подземных вод и рудообразование совершается в основном за счет ювенильных вод, затем по мере понижения температуры магматического очага происходит приток вод метеорного происхождения, которые начинают участвовать в минералообразовании. Процесс притока и оттока подземных вод может происходить многократно (Sawkins, 1990).

Исследования изотопного состава воды из включений полиметаллических месторождений района Миссисипи-Миссури, относящихся к амагматогенному классу, указывают на её атмосферный источник.

Таким образом, источниками воды для гидротермальных растворов могут быть: а) магмы, которые поставляют ювенильные воды; б) атмосфера – метеорные воды; в) метаморфизованные породы – метаморфические воды.

Источник воды выявляется по составу изотопов водорода ( $^1\text{H}^1$ ,  $^1\text{D}^2$ ) и кислорода ( $^{16}\text{O}^{16}$ ,  $^{18}\text{O}^{18}$ ) в водных включениях минералов.

2. *Проблема источника минеральных веществ* для минералообразующих гидротерм и месторождений. Она тесно связана с предыдущей.

Минеральные вещества для образования полезных ископаемых могли поступать в растворы из магмы или из вмещающих горных пород. Учитывая, что среди рудоносных гранитоидов различают мантийные и коровые, в первом случае можно считать, что источник минеральных веществ находится в мантии, а во втором – в коре, в результате плавления которой образуются граниты.

Мантийный источник характерен для руд медно-порфировых, кобальтовых, железорудных месторождений, а коровый – для оловянных и вольфрамовых. Можно предполагать, что состав полезных ископаемых гидротермальных месторождений, связанных с мантийными гранитоидами, определяется составом мантийного вещества, из которого выплавлялись рудоносные магмы, степенью дифференциации этих магм, а также в случае проявления процессов ассимиляции – составом ассимилированных магмой вмещающих горных пород.

Состав же полезных ископаемых месторождений, связанных с коровыми гранитами, определяется составом вещества земной коры, плавление которого приводит к образованию магм, а также процессами ассимиляции.

Заимствование минеральных веществ гидротермальными растворами из вмещающих горных пород также, несомненно, имеет место и проявляется в попадании в гидротермы химических элементов из окружающих пород. Так, хрусталеносные кварцевые жилы обычно залегают среди кварцевых кварцитопесчаников, кальцитовые жилы – среди карбонатных пород. В ряде случаев, особенно на амагматогенных месторождениях, наблюдается мобилизация первично рассеянного рудного вещества гидротермальными растворами с образованием промышленных концентраций, что характерно для полиметаллических месторождений в карбонатных породах, медных борнит-халькозиновых в песчаниках и золоторудных (тип карлин). В своё время А.И. Тугариновым (1973) было показано, что гидротермальные месторождения урана в Африке залегают среди осадочных пород с аномально повышенным его содержанием, причём изотопный состав урана в окружающих породах и рудах одинаков.

Данная проблема решается по сопоставлению изотопного состава вещества полезных ископаемых и рудоносных пород. Используются изотопы S, C, Sr и др. Вывод: источниками минеральных веществ могут быть: а) магмы (мантийные и коровые), б) вмещающие горные породы.

3. *Физико-химические параметры растворов.* Непосредственные измерения температур газово-жидких струй в районах современного вулканизма, а также температуры гомогенизации газово-жидких включений в минералах показывают, что начальная температура гидротермального минералообразования могла находиться в пределах 700–600°C, постепенно понижаясь до 50–25°C. Наиболее обильное рудообразование, по мнению В.И.Смирнова (1989), могло происходить при температуре 400–100°C. По его же данным, давление в растворах обычно могло составлять 150 – 200 МПа.

Экспериментально температуру определяют по температуре гомогенизации газово-жидких включений в минералах (см. рис. 10.17) или по температуре декрипитации минералов.

4. *Фазовое состояние гидротермальных растворов.* Вода может находиться в жидкой и парообразной фазах. Критическая температура дистиллированной воды составляет 374°C. Выше этой температуры вода даже при высоких давлениях будет в парообразной фазе. Водный раствор 10% поваренной соли имеет критическую температуру 437°C. Исследование жидких включений показывает, что рудоносные растворы являются весьма высокоминерализованными, содержание в них хлоридов щелочей может достигать 60%. Такие растворы будут в жидкой фазе и при более высокой температуре. Вместе с тем можно полагать, что гидротермы существуют и в газообразной фазе, особенно когда происходит резкое падение давления при тектонических подвижках, приводящее к вскипанию растворов.

5. *Формы нахождения химических элементов в гидротермальных растворах.* Анализ жидких включений в минералах, экспериментальные исследования показывают, что гидротермальные минералообразующие среды представляли в основном истинные, т.е. ионно-молекулярные растворы. В них щелочные и щелочно-земельные металлы могли находиться

в виде простых и комплексных ионов. Форма комплексных ионов, как установлено исследованиями В.Л. Барсукова, И.Я. Некрасова и др., по-видимому, играет ведущую роль при переносе рудообразующих элементов. Экспериментально установлена возможность переноса металлов в виде растворов таких соединений, как, например,  $\text{Na}_4\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3$ ,  $\text{Na}[\text{Sn}(\text{F},\text{OH})_6]$ ,  $(\text{SnCl}_2^{2-})$  и др. В результате выпадения минералов из истинных растворов возникают кристаллически-зернистые структуры.

При сильном пересыщении растворов в результате резкого изменения физико-химических условий среды миграции могут возникать коллоидные растворы. Коагуляция вещества в них приводит к образованию колломорфных структур руд.

Сложным остается вопрос о форме нахождения кремния в растворах, приводящих к образованию кварцевых жил. Ряд исследователей (А.А. Маракушев, И.Я. Некрасов) полагают существование силикатных расплавов-растворов, образующихся при ликвации гранитных магм.

Вывод: химические элементы могут находиться в гидротермальных растворах в виде простых, комплексных ионов и коллоидных частиц.

**6. Причины рудообразования.** В обобщенном виде можно утверждать, что минералообразование совершается на геохимических барьерах – участках изменения среды миграции химических элементов. В качестве основных можно назвать следующие: температурный, барический, щелочно-кислотный, окислительно-восстановительный, литологический, гидрохимический, фильтрационный.

Температурный барьер связан с уменьшением температуры среды, приводящей к уменьшению растворимости природных солей и выпадению их из растворов. С понижением температуры связана фациальная зональность рудных тел.

Барический барьер обусловлен понижением давления, вызванным чаще всего тектоническими подвижками, когда происходит резкое падение давления, приводящее к вскипанию растворов, удалению парообразной фазы и пересыщению их минералообразующими компонентами, переходящими в твердую фазу. Многократное повторение этого процесса при существовании долгоживущего источника растворов может привести к стадийной зональности рудных тел и месторождений.

Щелочно-кислотный барьер связан с изменением pH среды. Причем, часть компонентов, главным образом  $\text{SiO}_2$ , выпадает в кислой среде, а часть – в щелочной. В щелочной среде образуется, по-видимому, большая часть рудных минералов. Это может быть связано с распадом комплексных ионов, большая часть которых устойчива в кислой среде.

Окислительно-восстановительный барьер связан с изменением Eh среды. Восстановительные условия приводят к образованию сульфидных минералов и оксидов с низшей валентностью (магнетит  $\text{Fe}^{+2}\text{Fe}^{+3}_2\text{O}_4$ ). Смена восстановительных условий на окислительные приводит к образованию оксидов (гематит  $\text{Fe}^{+3}_2\text{O}_3$ ), реже сульфидов с высшей валентностью металлов.

Литологический барьер обусловлен изменением состава горных пород, по которым циркулируют гидротермы. Наибольший эффект для минералообразования дают карбонатные, особенно доломитовые породы. Взаимодействие растворов с этими породами меняет среду с кислой на щелочную, благоприятную для рудообразования. Другой результат дают углистые породы, называемые еще черносланцевыми. Наличие углистого вещества создает восстановительные условия среды и благоприятствует концентрации в этих породах различных металлов, в первую очередь благородных и радиоактивных.

Гидрохимические барьеры вызваны взаимодействием гидротерм с подземными пластовыми водами. Это приводит и к понижению температуры и давления, и к изменению физико-химических условий среды, являющихся толчком к минералообразующим процессам.

Фильтрационный барьер может быть обусловлен попаданием растворов при их движении в малопроницаемые породы – экраны, перед которыми просачивающиеся растворы отлагают минеральные вещества.

Перечисление вышеназванных барьеров не означает, что каждый из них действует самостоятельно, скорее всего, в природе действует целый комплекс факторов, сочетание которых приводит к образованию месторождений полезных ископаемых.

## ЧАСТЬ III

# ГЕОЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЭКЗОГЕННОЙ СЕРИИ

## Глава 11

### МЕСТОРОЖДЕНИЯ ГРУППЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

#### 11.1. Факторы размещения экзогенных месторождений

Размещение месторождений экзогенной серии определяется двумя главными факторами: палеоклиматическим и палеотектоническим. Их оптимальное сочетание в тех или иных регионах земного шара приводит к накоплению полезных ископаемых.

*Климатический фактор* влияет через географическое положение региона в условиях климатического пояса, определяющего тип литогенеза (Страхов, 1962) (рис. 11.1).

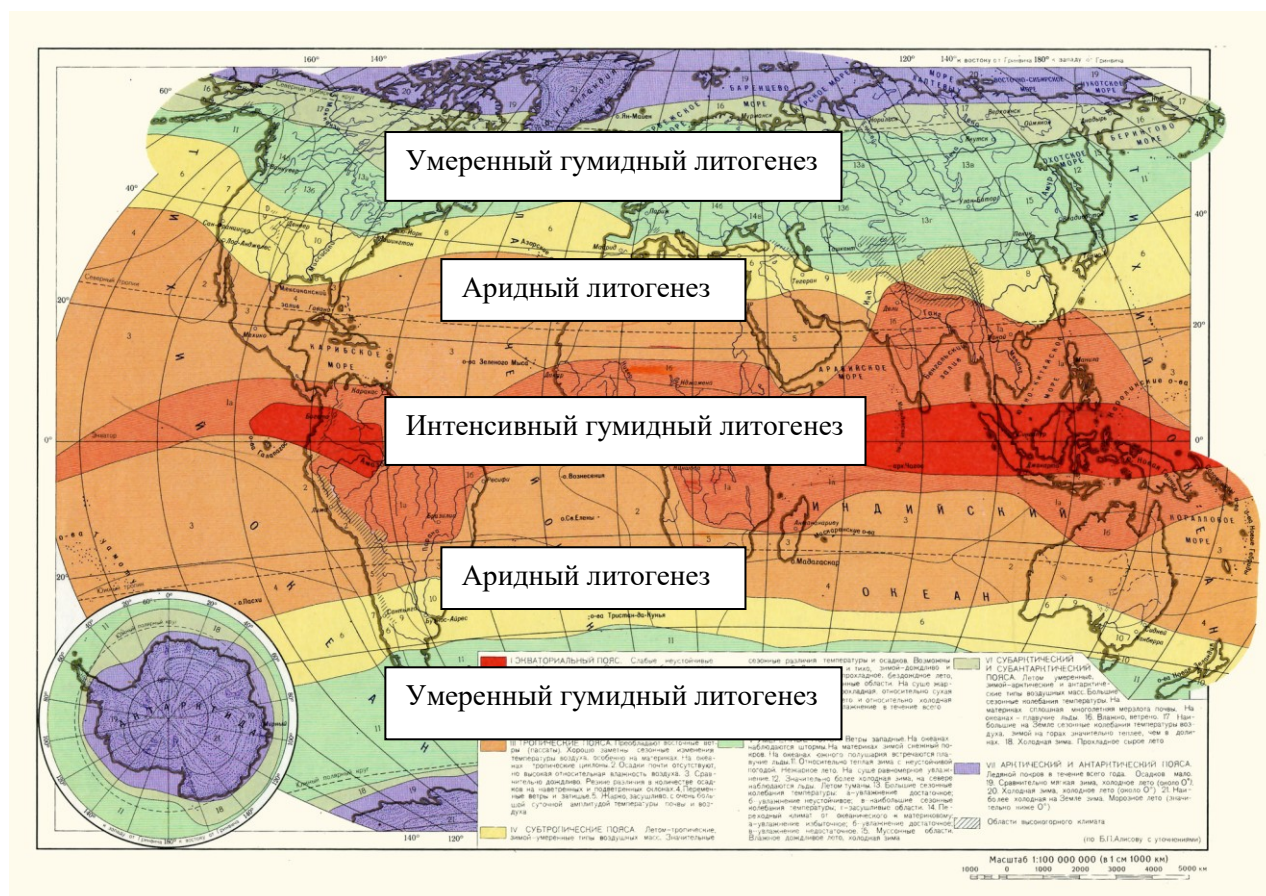


Рис. 11.1. Современная климатическая зональность и типы литогенеза (картографическая основа, Географический атлас ..., 1980, с. 42)

Современные жаркие экваториальные и субэкваториальные климатические пояса, расположенные примерно между 20° с.ш. и 20° ю.ш., создают условия, благоприятные для *интенсивного гумидного типа литогенеза* с накоплением мощных кор выветривания. Тропические и субтропические климатические пояса, расположенные к северу и к югу от экваториальных поясов в интервале 20 – 40° северной или южной широты, отвечают современным условиям *литогенеза аридного типа*. Умеренные климатические пояса, расположенные к северу и к югу от аридных, обеспечивают *умеренный гумидный литогенез* (см. рис. 11.1).

*Тектонический фактор* включает глобальную и региональную геодинамику.

*Глобальная геодинамика* состоит:

- из ротационной геодинамики, связанной с вращением Земли вокруг собственной оси, которое заставляет континенты перемещаться в северном или южном направлениях,
- общемантийной конвекции вещества, приводящей к формированию и распаду суперконтинентов (циклы Вилсона),
- конвекции вещества верхней мантии, обуславливающей субдукцию и коллизию (циклы Бертрана) (Хаин, Короновский, 2008).

Существование климатических поясов относительно оси вращения Земли, по-видимому, является более или менее постоянным в геологической истории Земли. Глобальная геодинамика перемещением континентов определяет положение регионов и бассейнов осадконакопления в той или иной климатической зоне и зависящем от неё определённом типе литогенеза.

*Региональная геодинамика* является результатом действия глобальной. Она обуславливает структурно-тектонические условия существования регионов, поднятие и опускание территорий и тем самым зарождение, существование и закрытие бассейнов осадконакопления. В ряде случаев ею определяется состав осадков: карбонатных в мелководных морях и терригенных на участках поднятий.

Климатический и тектонический факторы играют главную роль в размещении современных экзогенных месторождений. Палеотектонический фактор, наряду с палеоклиматическим, определяет положение ископаемых месторождений (Ибламинов, 2013а).

Большое влияние на состав полезных ископаемых оказывает *третий фактор – состав субстрата*. Составом субстрата определяется состав кор выветривания, состав терригенных осадков.

Экзогенная серия месторождений традиционно подразделяется на две генетические группы месторождений: группу выветривания и осадочную.

## 11.2. Геологические особенности месторождений выветривания

Название группы соответствует названию процесса преобразования выходящих на земную поверхность горных пород под действием различных экзогенных факторов, которые ещё называют агентами выветривания.

*Региональное геологическое положение* месторождений выветривания определяется их связью с континентальной геологической формацией – корой выветривания. Месторождения располагаются в чехле древних или молодых платформ среди континентальных геологических формаций.

*Строение районов полезных ископаемых.* Месторождения залегают в коре выветривания или в водоносных горизонтах осадочного чехла (рис. 11.2). Кора выветривания обычно располагается на возвышенностях рельефа, реже в депрессиях. Она залегает непосредственно на выветривающихся коренных горных породах. В ней находятся полезные ископаемые, оставшиеся в коре от разрушающихся пород субстрата.

Другая часть вещества коренных пород, которая может растворяться в воде, выносится из коры выветривания и концентрируется в виде других полезных ископаемых в горизонтах подземных вод среди толщ проницаемых осадков и осадочных пород.

Из этой схемы следует, что часть полезных ископаемых располагается на месте залегания субстрата, подвергшегося выветриванию, а другая часть концентрируется за пределами коры выветривания (см. рис. 11.2).

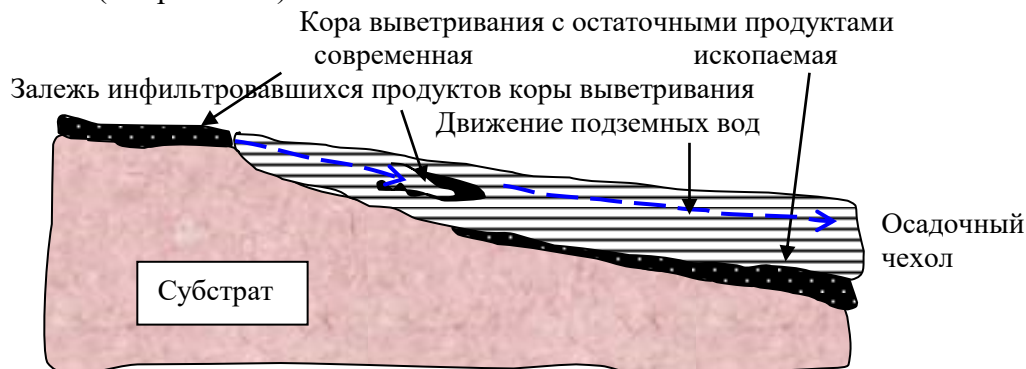


Рис. 11.2. Схема размещения остаточных и инфильтровавшихся продуктов выветривания

**Классификация месторождений выветривания.** Описанное пространственное и генетическое разделение продуктов выветривания позволяет выделить два класса месторождений в этой группе: остаточный и инфильтрационный. К *остаточному* классу относятся месторождения, образовавшиеся на месте залегания коренных горных пород из остаточных продуктов выветривания. Месторождения, образовавшиеся в результате концентрации продуктов выноса из коры выветривания, относятся к *инфильтрационным*.

### 11.3. Месторождения остаточного класса

*Тела полезных ископаемых* месторождений класса залегают непосредственно в корах выветривания. При характеристике формы их залегания употребляют такие термины, как *площадная* и *линейная* кора выветривания. *Площадная кора* сплошным чехлом толщиной до первых десятков метров покрывает коренные породы, и тела полезных ископаемых имеют пласто- или линзообразную форму и субгоризонтальное залегание (рис. 11.3,а). *Линейная кора* распространяется по полого- или крутопадающим зонам повышенной трещиноватости пород, доступным для проникновения атмосферных вод. Залежи имеют жиллообразную форму мощностью до 10м и прослеживаются на глубину до 20 – 30 и более метров (рис. 11.3,б). Месторождения линейной коры выветривания характерны для случаев, когда площадная кора смыта эрозией. Встречаются комбинированные месторождения с площадной и линейной корой (рис. 11.3,в).

а) площадная кора (пластообразная)



б) линейная кора (жиллообразная)



в) комбинированная кора



Рис. 11.3. Форма тел полезных ископаемых остаточного класса группы выветривания

Мощность кор выветривания и соответственно размеры месторождений определяются совокупным влиянием ландшафтных факторов: климатом, рельефом, уровнем грунтовых вод и составом коренных пород. Наиболее интенсивно процесс выветривания протекает в условиях



жаркого влажного климата, при среднегорном холмистом рельефе, обеспечивающем глубокое положение уровня грунтовых вод, выше которого идет процесс выветривания. Среди магматических пород наиболее легко подвергаются выветриванию глубинные ультраосновные породы, а среди осадочных – соли, сульфатные и карбонатные горные породы.

*Состав полезных ископаемых* и самих кор выветривания определяют в основном два фактора:

- 1) интенсивность процесса выветривания,
- 2) состав коренных пород, подвергающихся выветриванию (субстрата).

Интенсивность выветривания определяется в первую очередь климатом. В зависимости от интенсивности выветривания выделяются коры различного состава или профиля.

*Профиль коры выветривания* характеризует наличие в вертикальном разрезе кор зон с различной степенью преобразования коренных пород. В полном профиле коры выветривания, характерном для условий жаркого влажного климата, снизу вверх выделяются четыре зоны: обломочная, гидрослюдистая, каолинитовая и латеритная. В зависимости от того, какая зона находится в верхней части коры, различают четыре профиля: обломочный, гидрослюдистый, каолинитовый и латеритный.

*Классификация остаточных месторождений.* Пользуясь понятиями профиля и зональности коры выветривания и учитывая, что они отражают интенсивность процесса выветривания, класс остаточных месторождений подразделяют на подклассы, а в зависимости от состава субстрата, подвергающегося выветриванию, – на ряды. Таким образом, различают 4 подкласса остаточных месторождений, соответствующие 4 профилям коры выветривания. Пятый подкласс связан с накоплением в коре выветривания устойчивых минералов и образованием элювиальных россыпей (табл. 11.1).

**Таблица 11.1.** Подклассы, ряды и генетические типы месторождений остаточного класса группы выветривания

Подкласс	Ряд	Генетический тип	Пример
Обломочного профиля	Аргиллитовый	Глин кирпичных	Антипинское, Пермский край
	Песчаниковый	Песков строительных	Косинская площадь, Пермский край
	Кварцито-песчаниковый	Маршаллитовый	Кора выветривания кварцитов
	Карбонатный	Известняковой муки	Москвинское, Пермский край
		Доломитовой муки	Больше-Сарсинское, Пермский край
Гидрослюдистого профиля	Флогопитовый	Вермикулитовый	Ковдорское, Мурманская область
	Базальтоидный	Монтмориллонитовых глин	-
	Аргиллитовый	Глин кирпичных монтмориллонитовых	Сылвенское, Каменское, оба – Пермский край
	Ангидритовый	Строительного гипса	Федоровское, Пермский край
	Карбонатный	Пиролюзит-псиломелановых шляп	Улутеляжское, Башкирия
Каолинитового (глинистого) профиля	Гранитоидный	Глин каолинитовых	Просьяновское, Украина
		Глин кирпичных галлуазитовых	
Латеритного профиля	Гипербазитовый	Бурых железняков природно-легированных	Орско-Халиловская группа, Оренбургская обл.
		Силикатных никелевых руд	Бурыктальское, Оренбургская обл.
		Магнезитовый	Халиловское, Оренбургская обл.
		Опал-халцедоновый	



Окончание табл. 11.1. Подклассы, ряды и генетические типы месторождений остаточного класса группы выветривания

Подкласс	Ряд	Генетический тип	Пример
Латеритного профиля	Базитовый	Бурых железняков	Индия
		Бокситов гиббситовых	Индия
	Алюмосиликатный	Бокситов гиббситовых	Боке, Гвинея
	Джеспилитовый	Мартитовый железорудный	Яковлевское, Белгородская обл.
	Гондитовый	Псилометановый марганцево-рудный	Индия, Бразилия
Элювиальных россыпей	Золотосодержащих пород	Золоторудного элювия	Урал
	Кимберлитовый	Алмазоносного элювия	Якутия
	Кварцитопесчаниковый	Хрусталеносного элювия	Полярный Урал
	Касситеритовых пород	Оловоносного элювия	Приморье

### 11.3.1. Месторождения обломочного профиля

Месторождения обломочного профиля распространены в сухих (аридных) климатических условиях, реже встречаются в холодных влажных гумидных. Для них характерно присутствие одной обломочной зоны, возникающей в основном за счет физического выветривания (рис. 11.4).

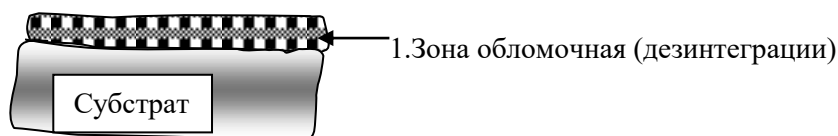


Рис. 11.4. Кора выветривания обломочного профиля

В зависимости от состава субстрата в обломочном подклассе могут быть месторождения

- глин – в коре выветривания аргиллитов,
- песков – в коре песчаников,
- известняковой муки – в коре известняков,
- доломитовой муки – в коре доломитов,
- элювиальных россыпей – в коре алмазоносных или золотосодержащих пород.

Они довольно широко распространены в предгорных регионах, где на поверхность выходят горные породы различного состава. Типичной в этом отношении является территория Пермского края (см. табл. 11.1).

### 11.3.2. Месторождения гидрослюдистого профиля

При более интенсивном выветривании в условиях умеренного влажного и более теплого климата формируются коры гидрослюдистого профиля, содержащие наряду с обломочной гидрослюдистую зону, возникшую в основном в результате гидратации минералов (рис. 11.5).



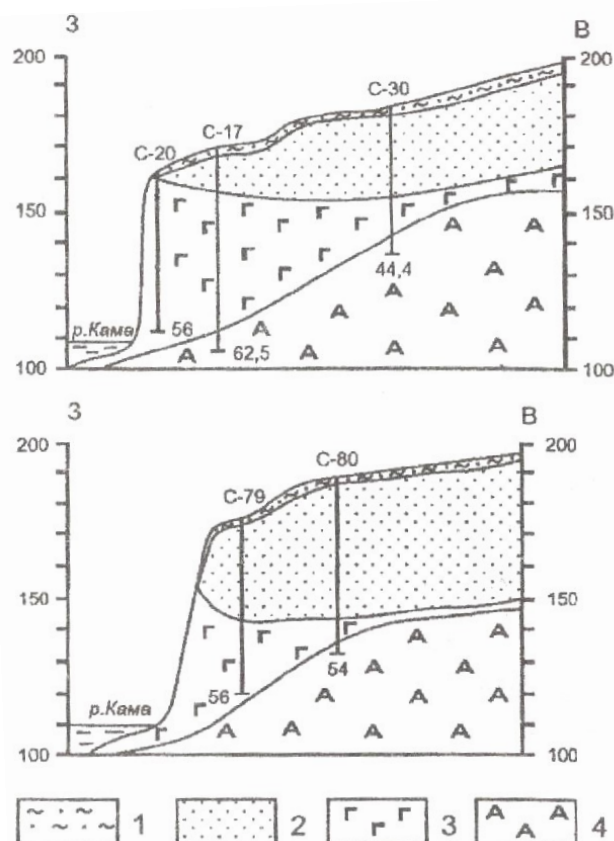
Рис. 11.5. Кора выветривания гидрослюдистого профиля

Зона гидрослюдов этого профиля может содержать месторождения вермикулита, монтмориллонита, гипса, глин.

*Месторождения вермикулита*  $(\text{Mg,Fe})_3[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$  залегают в коре выветривания флогопит- или биотитсодержащих пород. Характерным является Ковдорское месторождение вермикулита, расположенное на Кольском полуострове в коре выветривания Ковдорского флогопитового месторождения, в которой отмечается постепенный переход от флогопитовых пород через зону дезинтеграции к гидрофлогопитовым и вермикулитовым. Аналогичные месторождения в коре выветривания флогопитовых пород известны на Южном Урале (Булдымское месторождение).

*Месторождения монтмориллонита*  $\text{NaAl}_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$  обычно имеют малые размеры и образуются в щелочной среде в корках выветривания пород различного состава: аргиллитов, карбонатно-глинистых пород, кислых и основных эффузивов. Глины с высоким содержанием монтмориллонита используются в качестве керамзитовых. Таковы Сылвенское и Санаторское месторождения в Пермском крае. Залежи высококачественных монтмориллонитовых глин разрабатываются для нефтяной промышленности, где он используется при изготовлении буровых растворов.

*Гипс*  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  образуется в коре выветривания при гидратации ангидрита в регионах распространения сульфатных пород. Месторождения гипса широко распространены в Прикамье. Обычно они приурочены к зоне активного водообмена, приуроченной к речным врезам (рис. 11.6). На рисунке граница между гипсом и ангидритом проходит по уровню грунтовых вод. Видно, что в результате гидратации ангидрита объём залежи увеличивается.



**Рис. 11.6.** Геологические разрезы Чумкасского месторождения гипса, показывающие его связь с водоносным горизонтом: 1 – глины песчаные (четвертичные отложения), 2 – алевриты с прослоями доломитов, глин, песчаников (соликамская свита), 3 – гипсы, 4 – ангидриты (луневская пачка). По вертикали абс. отметки, м (по материалам С.А. Пушкина, 1988, из книги Н.А. Даровских, А.И. Кудряшова, 2001)

### 11.3.3. Месторождения каолинитового профиля

Месторождения и коры выветривания *каолинитового (глинистого, сиаллитного) профиля* образуются в еще более благоприятных для выветривания влажных субтропических условиях. В разрезе коры наряду с охарактеризованными выше зонами появляется третья, содержащая каолинит  $\text{Al}_2[\text{Si}_2\text{O}_5](\text{OH})_4$  (рис. 11.7). Название профиля говорит о том, что он содержит месторождения каолинов и кирпичных глин, образующихся в корях выветривания алюмосиликатных магматических и метаморфических горных пород. В качестве примера можно указать месторождения каолиновых глин, распространенные в коре выветривания гранито-гнейсов Украинского кристаллического щита (Просяновское месторождение).

Керамические изделия из каолиновых глин обладают высокой огнеупорностью. Глины используют в металлургической промышленности для производства огнеупорных материалов, производстве фаянса, фарфора.

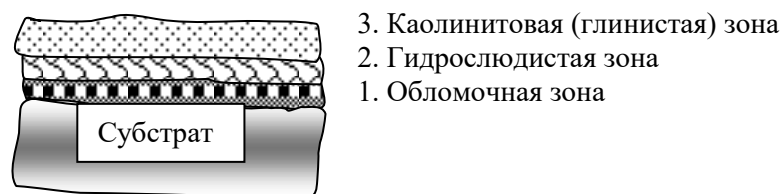


Рис. 11.7. Кора выветривания каолинитового профиля

### 11.3.4. Месторождения латеритного профиля

Наибольшее разнообразие месторождений остаточного класса связано с корами выветривания *латеритного профиля*, образующимися в условиях жаркого влажного тропического климата. Современные месторождения распространены в приэкваториальной климатической зоне, а ископаемые – могут встречаться в регионах существования соответствующего палеоклимата. Вертикальный разрез кор характеризуется обычно четырехчленным строением с присутствием верхней латеритной зоны, называемой в зарубежной литературе кирасой и состоящей из гидроксидов железа, марганца или алюминия. Состав латеритных кор выветривания и месторождений существенно зависит от состава коренных горных пород.

Самые мощные и продуктивные в отношении полезных ископаемых коры выветривания характерны для ультраосновных магматических пород (рис. 11.8).

Мощность, м	Разрез	Название зоны	Полезные ископаемые	Содержания компонентов
3-6		Охр (кираса)	Бурый железняк ( $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ), обогащённый Ni, Co, Cr, Mn	
4-12		Глинистая	Ni-нонtronит, асболан $(\text{Mn}, \text{Co})\text{O} \cdot (\text{MnO}_2) \cdot n\text{H}_2\text{O}$	
5-25		Полуразложённого серпентинита	Гарниерит $(\text{Ni}, \text{Mg})_6[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_8$	
		Слабо изменённого серпентинита	Магнезит $\text{MgCO}_3$	

Рис. 11.8. Типовой разрез коры выветривания гипербазитов

В разрезе коры снизу вверх выделяются следующие зоны: в основании залегают слабо измененные серпентиниты с линзами магнезита, выше располагается зона полуразложившегося серпентинита с гарниеритом мощностью 5 – 25 м, далее идет глинистая зона мощностью 4 – 12 м, сложенная никельсодержащим нонтронитом, в верхней части которой присутствует асболоан, завершает разрез зона охр мощностью около 6 м, состоящая из бурых железняков, обогащенных марганцем, кобальтом, никелем и хромом.

Таким образом, получается, что с корами выветривания ультраосновных пород связаны три типа месторождений:

- природно-легированных бурых железняков,
- силикатных никелевых руд,
- магнезита.

Крупнейшие месторождения силикатных никелевых руд расположены на о. Новая Каледония (заморская территория Франции). Менее крупные объекты находятся на о. Куба. К корам выветривания гипербазитового пояса приурочены месторождения Среднего (Серовская группа) и Южного Урала (Орско-Халиловская группа месторождений).

Коры выветривания основных магматических пород – базальтов и габбро – отличаются наличием в основании полуразложившихся коренных пород, сменяющихся бокситовой и бурожелезняковой зонами (рис. 11.9). Здесь формируется бурожелезняково-бокситовый тип месторождений, типичный для Индии.

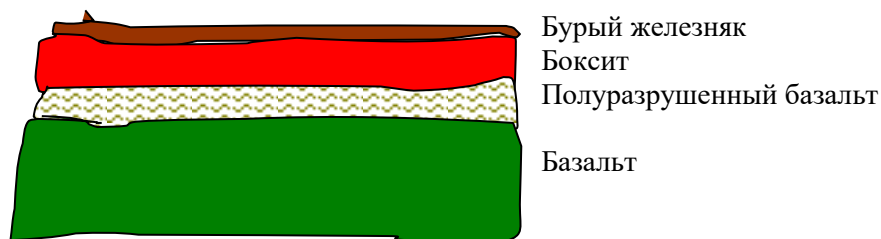


Рис. 11.9. Типовой разрез коры выветривания базитов

Для кор выветривания алюмосиликатных пород (гранитоидов, глинистых сланцев) характерны нижняя каолинитовая и верхняя бокситовая зоны (рис. 11.10) каолин-бокситового типа месторождений. Подобные месторождения являются главными сырьевыми источниками алюминия в мире.

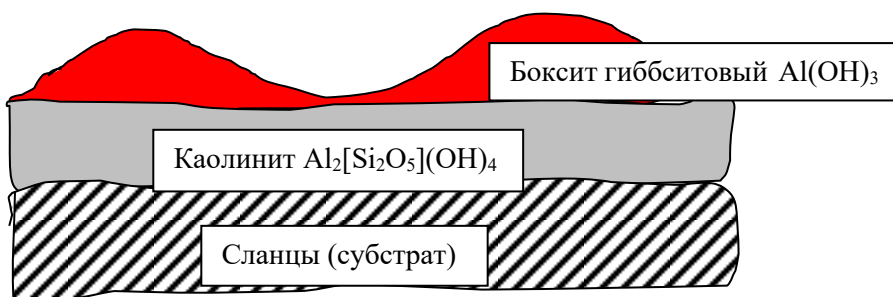
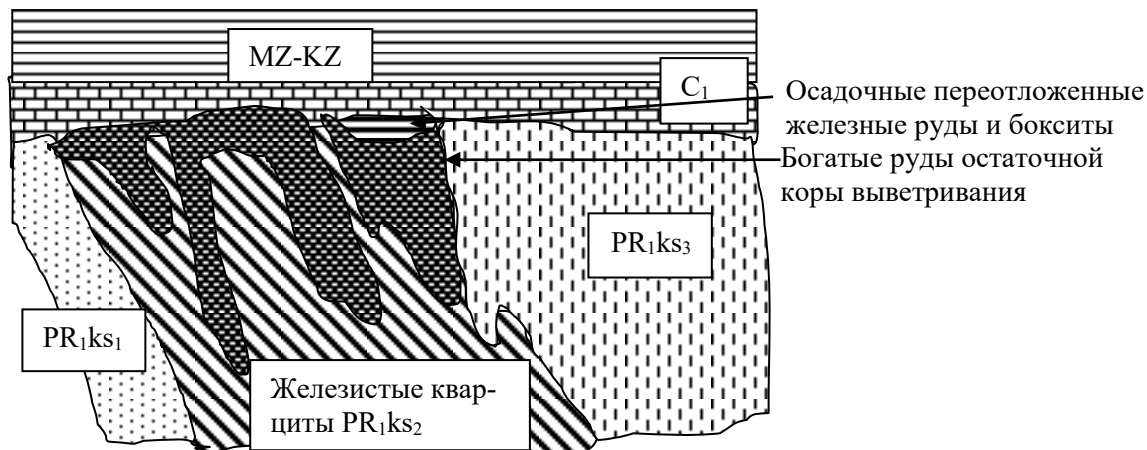


Рис. 11.10. Типовой разрез коры выветривания алюмосиликатных пород на примере месторождения Боке (Гвинея)

Выветривание карбонатных пород, а особенно карбонатных марганцевых руд (родохрозитовых) приводит к образованию залежей высококачественных оксидных марганцевых руд (рис. 15.3).

Крупные месторождения оксидных марганцевых руд образуются в корках выветривания гондитов – марганцовистых железистых кварцитов, широко распространенных в Южном полушарии.

Выветривание приводит к образованию промышленных концентраций богатых железных руд в корах железистых кварцитов. Таким образом возникли уникальные месторождения Курской магнитной аномалии (рис. 11.11). Железистые кварциты Курского выступа Русской плиты были выведены на поверхность и подверглись интенсивному выветриванию в девонское время. Возник *тип мартитовых руд железистых кварцитов*.



**Рис. 11.11.** Схематический разрез Яковлевского месторождения остаточных железных руд по железистым кварцитам нижнего протерозоя (ks – курская свита)

Железные руды кор выветривания железистых кварцитов бывают обогащены ураном, образуя железоурановые месторождения. Примером может служить месторождение Желтые воды в Криворожском железорудном бассейне на Украине.

При выветривании горных пород или коренных месторождений, содержащих устойчивые к выветриванию минералы, происходит концентрация ценных минералов в элювии с образованием *элювиальных россыпей*. Это могут быть россыпи драгоценных камней, золота, алмазов, касситерита. Они возникают в различных климатических условиях в результате разрушения и выноса неполезных минералов. Размеры таких россыпей в плане соответствуют размеру выходов пород, содержащих ценные минералы, а по вертикали – мощности коры выветривания.

### 11.3.5. Генезис остаточных месторождений выветривания

Образование кор выветривания рассматривается как низкотемпературный метасоматоз (Летников, 1992) – постепенное замещение первичных пород продуктами выветривания. В процессе метасоматоза концентрация полезных ископаемых и образование месторождений происходит на геохимических барьерах. Рассмотрим физико-химические условия, существующие в корах выветривания (рис. 11.12).

Верхняя часть коры, или зона аэрации, характеризуется циркуляцией грунтовых вод, насыщенных кислородом. Просачивающиеся на глубину воды постепенно теряют кислород, идущий на реакции окисления, и ниже уровня грунтовых вод в условиях застойных вод среда может стать бескислородной восстановительной.

Концентрация водородных ионов, характеризующая щелочно-кислотные условия среды, меняется аналогичным образом. В верхней части коры выветривания среда является кислой в основном за счет гумусовых кислот, вырабатываемых растениями. С глубиной при наличии в породах щелочных и щелочно-земельных металлов среда нейтрализуется и меняется на щелочную.

В верхних горизонтах коры окислительная среда играет роль геохимического барьера для таких химических элементов, как Fe, Mn, Al, Co, которые здесь в виде гидроксидов образуют промышленные концентрации. Вместе с тем кислая среда в верхней части коры способствует миграции и выносу в нижние горизонты Ni и Mg.

В нижних частях коры выветривания роль геохимического барьера выполняет щелочная среда. На щелочном барьере концентрируются Ni, Mg, Ca в виде никельсодержащих хлоритов, гарниерита, магнезита, доломита, кальцита. В то же время из нижних горизонтов коры выносятся кремний, подвижный в щелочной среде, и железо, подвижное в восстановительной бессероводородной среде (см. рис. 11.12).

рН среды 5 7 9 →	Выносятся	Концен- трируются	Eh среды - 0 + →	Концен- трируют- ся
Кислая ↓	Mg, Ni		Окислитель- ная ↓	Fe, Mn, Co, Al
Щелочная ↓	Si, Fe,	Ni, Mg, Ca	Восстанови- тельная ↓	U, Cu

**Рис. 11.12.** Изменение условий среды в вертикальном разрезе коры выветривания.

В первой колонке показано увеличение рН с глубиной (Z), во второй – химические элементы, которые выносятся из коры, в третьей – которые концентрируются в коре с изменением рН среды. В четвёртой колонке – изменение Eh, в пятой – перечень элементов, которые концентрируются в коре с изменением Eh среды

В формировании элювиальных россыпей концентрация минералов происходит на поверхности выветривающихся пород путем постепенного погружения ценных минералов в толщу рыхлых образований на барьере, названном А.М. Кропачевым (1983) плотиковым.

## 11.4. Месторождения инфильтрационного класса

*Инфильтрация* – это просачивание поверхностных или подземных вод в толщу осадков или горных пород. Такие воды могут содержать различные химические компоненты, концентрация которых на геохимических барьерах может привести к образованию месторождений полезных ископаемых (табл. 11.2).

**Таблица 11.2.** Генетические типы месторождений инфильтрационного класса

Подкласс	Ряд	Генетический тип	Пример
Щелочно-барьерный	Гипербазитовый	Контактово-карстовых силикатных никелевых руд	Черемшанское, Свердловская область
	Карбонатный	Карбонатных Mn руд	
	Ангидритовый	Селенитовый	Фёдоровское, Пермский край
Восстановительно-барьерный	Пестроцветный терригенный	Селен-урановый ролловый	Уч-Кудук, Узбекистан
		Карнититовых песчаников	Плато Колорадо, США
		Медистых песчаников	Предуралье
		Волконскоитовый	Ефимятское, Пермский край
Термобарически-барьерный	Карбонатный	Самородной серы	Шор-Су, Узбекистан; Гаурдак, Туркмения
		Известковых туфов	Таныпское, Пермский край
Фильтрационно-барьерный	Атмосферно-водный	Ураноносных известковых туфов (калькрет)	ЮАР
		Пресных грунтовых вод	Родники, колодцы
Криогенный	Нефтегазовый	Газогидратный	Охотское море

Тела полезных ископаемых залегают среди проницаемых для грунтовых вод осадочных горных пород. Форма тел бывает различной: линзовидной, серповидной, лентовидной. Типична серповидная форма залежей (см. рис. 11.2).

Состав полезных ископаемых определяется двумя главными факторами:

- 1) составом выветривающихся горных пород, поставляющих вещества для образования месторождений,
- 2) характером геохимического барьера (средой концентрации), на котором происходит минералообразование.

Классификация инфильтрационных месторождений основана на характере среды, в которой происходит концентрация полезных компонентов, т.е. на типе геохимического барьера. В классе инфильтрационных месторождений выделим пять подклассов, связанных с пятью барьерами: щелочным, восстановительным, температурно-барическим, криогенным и фильтрационным. Название подклассов дается по наиболее устоявшимся и общепринятым терминам (табл. 11. 2). Деление на ряды определяется составом источника вещества.

#### 11.4.1. Щелочно-барьерные (контактово-карстовые) месторождения

Месторождения подкласса залегают на контакте породы – источника полезных компонентов и породы, создающей щелочной геохимический барьер. Щелочным барьером обычно являются карбонатные породы, поскольку при их растворении образуются активные щелочные ионы  $\text{Ca}^{+2}$  или  $\text{Mg}^{+2}$  и слабый анион  $\text{HCO}_3^{-1}$ . Карбонатные породы достаточно хорошо карстуются, поэтому в зоне контакта возникают карстовые пустоты, заполненные глиной. Отсюда происходит название месторождений – контактово-карстовые.

Наиболее типичными и практически важными в этом подклассе являются месторождения силикатных никелевых руд, залегающие в виде линз и шляп на карбонатных породах, которые контактируют с телами серпентинизированных гипербазитов. Гипербазиты характеризуются повышенным содержанием никеля, который изоморфно замещает магний, например, в оливине в магматическом процессе.

Контактовые месторождения силикатных никелевых руд характерны для региона Среднего Урала. Образование контактово-карстовых месторождений объясняется следующим образом. В верхних горизонтах коры выветривания ультраосновных пород преобладает кислая среда, благоприятствующая миграции никеля.

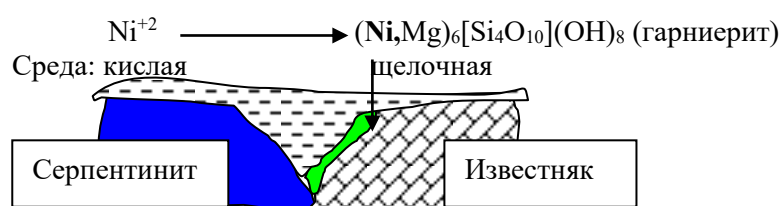


Рис. 11.13. Формирование контактово-карстовых залежей силикатных никелевых руд на щелочном геохимическом барьере

При наличии потока грунтовых вод, направленного в сторону карбонатных пород, никель, который выносится водами из коры выветривания гипербазитов, накапливается на карбонатных породах в зоне контакта в виде силикатных минералов (рис. 11.13). Такие условия создаются в умеренном гумидном климате.

#### 11.4.2. Восстановительно-барьерные (ролловые) месторождения

Название «ролловый» связано с возможностью залежей полезных ископаемых перемещаться (катиться) по мере изменения положения восстановительного геохимического барьера. Чаще всего ролловые месторождения образуются в условиях жаркого аридного климата.



Они располагаются в современных или ископаемых горизонтах подземных вод. Залежи полезных ископаемых имеют серповидную или лизовидную форму (см. рис 11.1). Они часто создают псевдоморфозы по растительным остаткам, стволам деревьев, что подчеркивает их концентрацию на восстановительном барьере.

Наиболее важными полезными ископаемыми подкласса являются урановые руды, в которых уран в виде урановой черни ассоциирует с селеном (месторождение Уч-Кудук в Узбекистане, *селен-урановый тип*). Крупные скопления урана находятся на плато Колорадо в США. Это месторождения, которые относят к *типу карнотитовых песчаников*. В них уран находится в ассоциации с ванадием, медью и хромом. Руды образуют псевдоморфозы по стволам деревьев. Положение месторождений контролируется пластами и линзами пород, проницаемых для инфильтрующихся растворов подземных вод (рис. 11.14).

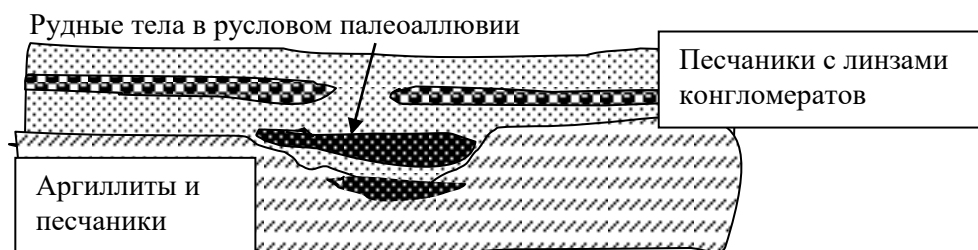


Рис. 11.14. Поперечный разрез урановых рудных тел в русловых отложениях (Смирнов, 1982)

В Прикамье к данному подклассу относятся залежи ванадиеносных медистых песчаников, тяготеющие к шешминскому горизонту уфимского яруса нижнего отдела пермской системы. Стратиграфически выше и западнее медистых песчаников в породах среднего отдела системы находятся весьма редкие в мире месторождения природного зеленого хромсодержащего пигмента – волконскоита (Ефимятское месторождение, Частинский район, Пермский край) (Александров, Игнатъев, Кобяк, 1941). Небольшие урановые месторождения сконцентрировались западнее медных на территории Удмуртии (Ибламинов, 2011).

Таким образом, в природе существует естественная ассоциация химических элементов: Cu, V, U, Cr, Se. В наиболее сконцентрированном виде она присутствует в месторождениях урана шт. Колорадо и Юта в США. В Западном Приуралье и Прикамье в России она носит рассеянный характер и дает менее концентрированное оруденение.

Образование ролловых месторождений связано со сменой окислительно-восстановительных условий при движении грунтовых вод от насыщенной кислородом зоны аэрации зоной застойных вод с восстановительной реакцией среды. Такие концентрации характерны для химических элементов, образующих в окислительной обстановке растворимые соединения и меняющих свою валентность при переходе в восстановительные условия с образованием трудно растворимых соединений.

Например, уран в окислительных условиях приобретает свою максимальную валентность и образует комплексный двухвалентный катион – уранил  $(U^{+6}O_2)^{+2}$ , который дает легко растворимые соединения с сульфат- и карбонат-ионами. В зоне застойных вод в восстановительных условиях уран восстанавливается до четырехвалентного и образует с кислородом трудно растворимый оксид:  $(U^{+6}O_2)^{+2} \rightarrow U^{+4}O_2 \downarrow$

Аналогичным образом ведёт себя хром. В окислительной щелочной обстановке шестивалентный хром легко мигрирует в виде комплексного аниона, а в восстановительных условиях меняет валентность и входит в состав волконскоита:  $(Cr^{+6}O_4)^{-2} \rightarrow Mg_{0,5}Cr^{+3}_2[AlSi_3O_{10}](OH)_2 \cdot 4H_2O$ .

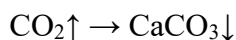
Ещё к классу восстановительно-барьерных относятся месторождения *самородной серы*. Они возникают в толщах сульфатных пород, в водах которых содержится анион  $SO_4^{-2}$ . При попадании сульфатных вод в восстановительные условия сера восстанавливается до самородного состояния. Восстановительные условия создаются нефтяными водами. В Средней Азии известны месторождения Шор-су и Гаурдак.

### 11.4.3. Температурно-барьерные (калькредовые) месторождения

*Калькредовые месторождения* представляют собой линзо- и пластообразные отложения известняка в местах выхода подземных вод на поверхность. Это пористые ноздреватые образования, иногда образующие псевдоморфозы по наземным растительным остаткам. Их называют *известковыми туфами*. В Пермском крае известковые туфы распространены в Кисертском районе. Они используются в сельском хозяйстве для известкования почв. Месторождения образуются в условиях влажного климата при наличии водоисточников.

В условиях жаркого сухого климата калькреды, представленные известковыми и гипсовыми туфами, бывают обогащены ураном и образуют его месторождения. *Ураноносные калькреды* известны в Австралии и Африке. В Западной Австралии разведано месторождение Йилирри. В нём калькреды отложились в руслах временных потоков. Они содержат карнотит,  $K_2[UO_2]_2[V_2O_8] \cdot 3H_2O$ . По-видимому, к этому же подклассу можно отнести первое известное в Российской империи месторождение урана Тюя-Муюн в Ферганской долине Узбекистана. Оно приурочено к карбонатным отложениям пещер, в которых главным рудным минералом является тюямунит,  $Ca[UO_2]_2[V_2O_8] \cdot 8H_2O$ .

Процесс минералообразования калькред связан с уменьшением растворимости углекислого газа с увеличением температуры воды. В подземных водах температура низкая, около  $4^\circ C$ , и растворимость углекислоты и находящегося с ней в равновесии карбоната кальция достаточно высокая. При выходе на земную поверхность в летнее время года температура воды повышается, растворимость углекислоты в воде уменьшается, она выделяется в атмосферу. Раствор становится пересыщенным по отношению к карбонату кальция, который выпадает в осадок, образуя известковые туфы:

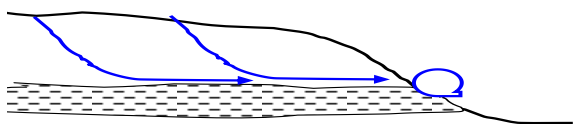


С температурным барьером связано образование *криогенных концентраций углеводородов*. Они представлены скоплениями газогидратов – твердых соединений углеводородов с водой переменного состава. Залегают газогидраты над нефтяными и газовыми месторождениями в зоне многолетней мерзлоты, где образуют весьма крупные скопления. Образование их связано с низкотемпературным криогенным геохимическим барьером, приводящим к образованию газогидратов.

### 11.4.4. Фильтрационно-барьерные (атмосферно-водные) месторождения

Атмосферно-водный подкласс объединяет залежи пресных грунтовых вод, возникающие в результате просачивания атмосферных осадков сквозь толщ горных пород. Просачивающиеся воды концентрируются на фильтрационном геохимическом барьере – водоупоре. Его присутствие связано со сменой проницаемых гравийно-песчаных пород малопроницаемыми глинистыми.

Концентрация на фильтрационном барьере обуславливает образование месторождений пресных питьевых вод верховодки и грунтовых (рис. 11.15).



**Рис. 11.15.** Формирование месторождения пресных грунтовых вод из атмосферных осадков на поверхности флюидоупора и их выход в виде источника

Таким образом, для формирования инфильтрационных месторождений необходимы: 1) источник вещества; 2) миграция вещества в зоне гипергенеза в составе растворов; 3) геохимический барьер, на котором и происходит образование месторождений полезных ископаемых.

## Глава 12

### МЕСТОРОЖДЕНИЯ ОСАДОЧНОЙ ГРУППЫ

Группа объединяет месторождения, образовавшиеся путем накопления и преобразования осадков. Месторождения залегают среди осадочных горных пород чехла древних и молодых платформ, а также среди осадочных пород фанерозойских складчатых областей. Состав полезных ископаемых зависит от формационной принадлежности и фациальных условий образования осадочных горных пород,

#### 12.1. Общие условия образования и генетическая классификация осадочных месторождений

##### 12.1.1. Стадии и этапы литогенеза

Вопросы образования осадочных горных пород (литогенеза) наиболее подробно рассмотрены Н.М. Страховым в его трёхтомной монографии «Основы теории литогенеза» (1962). В геологической истории прогрессивного литогенеза он выделял четыре стадии. А.М. Кропачев (1983) предложил дополнить их двумя регрессивными стадиями.

Таким образом, в геологическом цикле формирования, преобразования и разрушения осадочных горных пород и связанных с ними месторождений можно выделить шесть последовательных стадий.

Стадии прогрессивного литогенеза

- седиментогенез – накопление осадка,
- диагенез – начальное преобразование осадка в осадочную горную породу,
- катагенез – дальнейшее региональное преобразование горной породы в недрах под действием увеличивающегося давления,
- метагенез – преобразование осадочных пород до начального метаморфизма.

Стадии регрессивного литогенеза

- ранний гипергенез – изменение горной породы и её флюидов при попадании из глубинных условий земной коры в приповерхностные (понижение давления и температуры),
- поздний гипергенез – разрушение горной породы в процессе выветривания.

Последняя стадия заканчивает цикл литогенеза и одновременно начинает следующий.

Первые две стадии разделяются на этапы.

**Стадия седиментогенеза** подразделяется на три этапа (рис. 12.1): мобилизации вещества, переноса мобилизованного вещества, осадконакопления.

*Этап мобилизации вещества* ещё называют гипергенезом, выветриванием, протекает на суше и на море в близповерхностных условиях, там, где благодаря наличию кислорода преобладают геохимические процессы окисления.

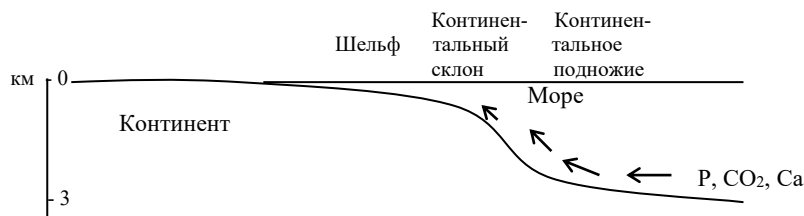
На суше мобилизация вещества происходит в результате выветривания, т.е. химического, физического, биологического разрушения коренных горных пород. Агенты выветривания, главными из которых являются кислород, вода, живые организмы, разрушают горные породы и тем самым подготавливают исходный материал для переноса и последующего накопления. Наряду с разрушением неорганического вещества происходит мобилизация живого вещества преимущественно в виде растений, которые накапливают в себе органические соединения.

В морских условиях мобилизация вещества осуществляется главным образом в результате биохимических процессов накопления органических соединений в живом веществе в составе фитопланктона, меньше – зоопланктона, nekтона и бентоса. Годовое накопление органического углерода в мировом океане в составе живого вещества по некоторым оценкам составляет несколько миллиардов тонн ( $35 \cdot 10^9 - 75 \cdot 10^9$  т).

Процесс (стадия) седиментогенеза	Обстановка	
	континентальная	морская
1. Мобилизация вещества	В коре выветривания и растениях	Преимущественно в виде фитопланктона меньше – зоопланктона
2. Перенос вещества	Поверхностными водами ( $\rightarrow$ )	Морскими течениями ( $\curvearrowright$ )
3. Осадконакопление ( $\downarrow$ )	Континентальное	Морское
		

**Рис. 12.1.** Схема процесса седиментогенеза. На континенте мобилизация вещества осуществляется в коре выветривания, перенос – поверхностными водами, осадконакопление происходит на континенте в процессе переноса и в конечных водоемах. На море органическое вещество формируется в верхнем слое воды, его перенос осуществляется морскими течениями, осадконакопление происходит вместе с материалом, принесенным с континента

Продуктивность океана в формировании живого вещества различна в его разных частях. Наиболее продуктивны зоны апвеллинга (от англ. up – наверх и well – хлынуть) – участки подъема глубоководных течений к поверхности моря, характерные для пассивных окраин континентов (рис. 12.2). Скорость движения такого восходящего потока мала. Она обычно составляет всего несколько метров в месяц (Гаврилов, 1990). Выносящиеся к поверхности холодные глубинные воды обогащены фосфором, кальцием и другими элементами, необходимыми для жизнедеятельности организмов. Этим и обуславливается относительно большой объем живого вещества в зонах апвеллинга, располагающихся в прибрежной части океанов.



**Рис. 12.2.** Принципиальная схема апвеллинга

Преобразование органического вещества отмерших планктонных организмов начинается на месте их существования в хорошо освещенном (эуфотическом) слое морской воды. Установлено, что первыми разлагаются белки и углеводы, часть их компонентов растворяется в

воде. Затем разлагается целлюлоза, превращающаяся в лигнин. В органическом веществе морской взвеси обнаружены гуминовые и фульвокислоты.

*Этап переноса вещества.* Перенос мобилизованного для осадконакопления вещества на континенте и на море осуществляется по-разному.

На континенте вещество переносится в основном поверхностными водами. При этом оно может перемещаться механическим путем в виде обломков различного размера и в составе водных растворов. В процессе переноса часть материала осаждается на континенте, образуя аллювиальные, лимнические и другие осадки. Вместе с обломочным неорганическим материалом накапливается и органическое вещество преимущественно в виде отмерших растений.

В морских условиях можно различать перенос собственного (автохтонного), главным образом органогенного материала, образовавшегося в море, и привнос материала с континента (аллохтонного). Перенос осуществляется морскими течениями. Процессы переноса и осадконакопления могут совпадать в пространстве и во времени и сопровождаться разложением минерального и живого вещества.

*Этап осадконакопления.* На континенте формируются преимущественно терригенные осадки. По условиям накопления это могут быть делювиальные (склоновые), пролювиальные, эоловые, аллювиальные, лимнические отложения.

В составе осадков преимущественно в условиях гумидного климата присутствуют остатки континентальной растительности, произраставшей главным образом в болотистых условиях. Растения в процессе отмирания, возможного переноса и осадконакопления частично разлагаются, превращаются в сапропель. Продуктом первичного разложения высших древесных растений является гумус. В дальнейшем при преобразовании древесины образуются гумусовые угли.

В море процесс осадконакопления наиболее интенсивно протекает в прибрежной части, там, где происходит смена гидродинамических и физико-химических условий. В зоне перехода от континентальных к собственно океаническим обстановкам по геоморфологическим особенностям выделяют шельф, континентальный склон и континентальное подножие (см. рис. 12.2).

Особенно интенсивное осадконакопление происходит в тех частях шельфа, к которым примыкают приустьевые части рек. Здесь, по А.П. Лисицыну (1988), находится *первый (верхний) уровень лавинной седиментации*, т.е. сверхбыстрого осадконакопления. Лавинная седиментация обусловлена наличием, во-первых, крупного транспортера материала с континента в виде реки и, во-вторых, совокупности геохимических барьеров в море. Из геохимических барьеров ведущую роль в осадконакоплении играет механический, связанный с резким уменьшением скорости перемещения материала в системе река – море. На этом барьере выпадают в осадок обломочные частицы, размер которых уменьшается по мере удаления от берега моря: сначала идут галечники (преобладающий размер обломков 100 – 10 мм), затем гравийники (10 – 1 мм), пески (1 – 0,1 мм), алевроиты (0,1 – 0,01 мм), глины (менее 0,01 мм). Одновременно осадконакоплению благоприятствует электролитический геохимический барьер, возникающий в связи с повышенной соленостью морской воды. Этот барьер способствует флокуляции (коагуляции) коллоидных частиц, в том числе гидроксидов алюминия, железа и марганца, в рыхлые хлопьевидные агрегаты и выпадению их в осадок. Наконец, еще существует биологический барьер – в результате смены экологической обстановки происходит накопление в осадках животных и растительных организмов, обилие которых характерно для вод рассматриваемых территорий. В прибрежной зоне морей, в местах массовой гибели животных организмов накапливаются ракушечники.

На шельфах районов с тропическим климатом распространены рифовые органогенные постройки. В заливах районов с жарким аридным климатом, где отсутствует интенсивный привнос обломочного материала с континентов, преобладают хемогенные осадки карбонатов, сульфатов и солей.

В зоне шельфа осадки органического вещества представляют собой преимущественно осажженный планктон. Из-за низкой плотности планктона его накопление происходит на участках с относительно спокойным гидродинамическим режимом. Такими участками являются эстуарии, лагуны, впадины. На перечисленных участках в первую очередь накапливаются *сапропелевые осадки*, состоящие из остатков фито- и зоопланктона. Полагают, что именно сапропелевые осадки являются первичным источником нефти. Наряду с сапропелевыми различают *гумусовые органические осадки*, которые содержат древесные растения. Древесные отложения характерны для прибрежных частей морей с активной циркуляцией воды. В результате первичного разложения древесных растений образуются торф и угли.

На поверхности континентального склона мощность осадков, по сравнению с шельфом, сокращается, преобладают глинистые мелкопесчанистые илы (*силты*), тонкозернистые пески. В пределах континентального подножия распространены осадки, аналогичные склоновым, но еще более мелкозернистые.

**Стадия диагенеза.** Диагенез (от греческого διαγένεσις – перерождение) – постепенное внутреннее преобразование осадка в результате действия химических и биохимических процессов под увеличивающейся толщей перекрывающих его отложений, превращение первичного, обычно рыхлого осадка в консолидированную осадочную горную породу.

Процесс диагенеза подразделяют на два этапа:

- этап раннего диагенеза,
- этап позднего диагенеза.

В процессе *раннего диагенеза*, как полагает большинство исследователей (Баженова и др., 2004), главную роль в преобразовании осадка и особенно его органической составной части играют микроорганизмы. В течение раннего диагенеза органические вещества растительного происхождения попадают в восстановительные условия среды. Происходит их преобразование в торф с выделением газообразных углеводородов.

Неорганические вещества на поверхности осадка вначале попадают в условия господства кислорода и подвергаются окислительному минералообразованию. Возникают конкреции гидроксидов железа, марганца, алюминия (лимонита, псиломелана, бокситов).

На этапе *позднего диагенеза*, протекающего на глубине 20 – 150 м от поверхности осадка и при умеренной температуре 10 – 20 °С, ранее образовавшийся торф превращается в мягкий бурый уголь.

Неорганический осадок из верхней зоны окисления опускается в нижнюю зону с восстановительной средой. Значения Eh уменьшаются благодаря тому, что кислород усваивается микроорганизмами, расходуется на реакции окисления. Металлы приобретают низшую валентность, образуют стяжения и конкреции сидерита, родохрозита.

**Стадия катагенеза.** Дальнейшее погружение осадочной горной породы в область повышенных температур и давлений приводит к ее постепенному преобразованию на следующей стадии литогенеза – на стадии катагенеза. *Катагенез* (от греческого ката – вниз; γένεσις – происхождение) – это совокупность процессов окаменения осадочных пород и изменения их составных частей.

В повышенных термобарических условиях зоны катагенеза интенсифицируются процессы термокаталитической генерации нефтегазовых флюидов. В результате в вертикальном разрезе осадочного чехла образуются чередующиеся зоны, со все увеличивающейся с глубиной интенсивностью протекания процессов катагенеза. По интенсивности преобразования горных пород стадия катагенеза подразделяется на три этапа:

- раннего катагенеза (протокатагенеза),
- среднего катагенеза (мезокатагенеза),
- позднего катагенеза (апокатагенеза).

Индикатором стадий и соответствующих им участков земной коры служит степень преобразования углистого растительного вещества от бурого до каменного угля и антрацита. Каждой зоне катагенеза соответствуют свои фракции и компоненты нефтегазовых флюидов, генерируемых в результате преобразования органических веществ.

**Метагенез** – стадия дальнейшего преобразования катагенетически изменённых пород под действием повышающихся температур (200 – 350°C) и давлений (более 200 МПа). Фактически это стадия, пограничная между литогенезом и региональным метаморфизмом. Нефтяники эту стадию называют апокатагенезом. Процесс характерен для складчатых областей. В результате метагенеза образуются антрацит, глинистые сланцы, кварцитопесчаники, происходит мраморизация карбонатных пород.

**Регрессивный литогенез.** Процессами ката- и метагенеза заканчивается прогрессивная часть цикла литогенеза. В случае смены тектонических движений опускания осадочного бассейна движениями поднятия осадочные породы попадают в условия пониженных температур и давлений. Начинается регрессивная часть цикла литогенеза, состоящая, по А.М. Кропачеву (1983), из двух этапов:

- раннего гипергенеза,
- позднего гипергенеза.

**Ранний гипергенез** (Ўплёр – над, сверху) – процесс изменения осадочной горной породы при попадании ее из термодинамических условий нижних подзон катагенеза в верхние и в зону диагенеза.

При подъеме и эрозии территории осадочные горные породы вместе с содержащимися в них нефтями и рассолами попадают в зоны распространения застойных подземных вод замедленного водообмена. Здесь происходит взаимодействие флюидов, образовавшихся в катагенетических условиях, с подземными водами, существующими на меньших глубинах.

Глубинные флюиды и нефти характеризуются восстановительной геохимической средой. Это приводит к преобразованию сульфатных вод, содержащих ион  $(\text{SO}_4)^{2-}$ , в сульфидные с образованием  $\text{H}_2\text{S}$  и скоплений самородной серы. Окисление углеводородов нефти вызывает образование углекислых вод. Нефть подвергается процессу окисления с образованием кислородсодержащих соединений, таких как карбоновые кислоты, фенолы и кетоны.

Изменение состава поровых вод воздействует на твёрдый субстрат. Происходит коррозия минералов, разуплотнение пород, их калцитизация, каолинизация.

**Поздний гипергенез (выветривание).** Цикл формирования и разрушения осадочных горных пород завершается стадией позднего гипергенеза, когда попавшие на поверхность осадочные горные породы и содержащиеся в них полезные ископаемые подвергаются процессам выветривания (см. главу 11).

Разрушаются не только сами осадочные породы, но и содержащиеся в них жидкие компоненты. Залежи нефти вместе с окружающими горными породами, попадая на поверхность земли, начинают подвергаться воздействию агентов выветривания, прежде всего кислорода и воды. Легкая часть углеводородов нефтей и газы испаряются, а тяжелая высокомолекулярная часть нефтей взаимодействует с кислородом и окисляется. В результате на месте залежи нефти образуются твердые битумы. В некоторых случаях залежи битумов, выходящие на поверхность, могут быть обогащены металлами. Тогда бывшая залежь нефти превращается в рудное месторождение. Примером может служить месторождение ванадиевого минерала патронита ( $\text{VS}_4$ ) Минас-Рагра в Перу.

Процессом выветривания заканчивается цикл литогенеза и начинается новый цикл с его первого этапа – этапа седиментогенеза – и первой стадии – стадии мобилизации вещества.

### 12.1.2. Генетическая классификация осадочных месторождений

Осадконакопление осуществляется тремя основными способами: механическим, химическим и биохимическим. Это позволяет различать в процессе осадконакопления механолитогенез, хемолитогенез, биохимолитогенез. В соответствии с тремя перечисленными генетическими процессами группа осадочных месторождений подразделяется на три класса. Генетические классы месторождений по особенностям процесса седиментационной концентрации вещества подразделены на подклассы (табл. 12. 1).



Таким образом, состав полезных ископаемых осадочных месторождений закладывается на первой стадии литогенеза – стадии седиментогенеза. Он зависит от способа осадконакопления, который заложен в подразделении осадочных месторождений на классы и подклассы.

Цикл литогенеза включает шесть описанных выше последовательных стадий. После стадии седиментогенеза осадок подвергается преобразованиям последующих стадий. При этом изменяется состав осадка, и появляются новые полезные ископаемые. В соответствии со стадиями литогенеза подклассы осадочных месторождений подразделяются на *генетические ряды*: седиментогенетический, диагенетический, катагенетический, метагенетический и раннего гипергенеза (табл. 12.2).

**Таблица 12.1.** Генетические классы и подклассы месторождений осадочной группы

Класс	Подкласс	Примеры полезных ископаемых
<b>Механических осадков</b>	Обломочные породы	Глины, пески, песчано-гравийные смеси
	Россыпи	Благородные металлы, драгоценные камни, минералы титана, циркония, редких земель
<b>Химических осадков</b>	Осадки из истинных растворов	Карбонаты, сульфаты, соли
	Осадки из коллоидных растворов	Бокситы, бурые железняки, псиломеланы
<b>Биохимических осадков</b>	Биогенный	Органогенные известняки, фосфориты, торф, угли
	Собственно биохимический	Хемотропные фосфориты, нефти, горючие газы

**Таблица 12.2.** Генетические ряды месторождений осадочной группы

Генетический ряд	Примеры полезных ископаемых
Седиментогенетический	Песок, сапропель, соль поваренная
Диагенетический	Песчаник, торф, бурый уголь, ангидрит
Катагенетический	Каменный уголь, нефть
Метагенетический	Кварцитопесчаник, антрацит
Раннего гипергенеза	Сера

В результате получается следующая иерархия классификации осадочных месторождений: класс – подкласс – ряд – тип месторождений.

## 12.2. Месторождения класса механических осадков

Месторождения класса образуются в результате механической дифференциации обломочного материала в процессе переноса и осадконакопления на земной поверхности. В зависимости от степени дифференциации переносимого материала и наличия ценных полезных минералов в нем месторождения механических осадков подразделяются на два подкласса: 1) месторождения обломочных горных пород и осадков, 2) россыпные месторождения минералов.

### 12.2.1. Месторождения обломочных горных пород и осадков

Месторождения обломочных горных пород разнообразны по гранулометрическому составу (табл. 12.3) и происхождению (табл. 12.4).

Обломочные породы широко применяются в строительстве. Песок и песчано-гравийные смеси используют в качестве наполнителей при изготовлении бетона, в дорожном строительстве. Особо чистые пески являются сырьём для изготовления стекла.

**Седиментогенетический ряд** месторождений представлен современными механогенными осадками, образовавшимися в различных условиях: делювиальных, аллювиальных, озерных, прибрежно-морских, ледниковых.

**Таблица 12.3.** Гранулометрические классификации обломочных отложений

Отложения	Размер обломков, мм	
	По М.С. Швецову, 1958	Строительная классификация
Валуны	1000–100	
Галька	100–10	Более 70
Гравий	10–1	70–5
Песок	1–0,1	5–0,05
Песчано-гравийная смесь (ПГС)		Пески, в которых больше 10% гравия
Алеврит	0,1–0,01	Менее 0,05
Глина	Менее 0,01	

*Делювиальные (склоновые)* месторождения располагаются на склонах долин оврагов, рек и представлены линзообразными залежами, возникшими в результате сползания вниз обломочного материала. Среди делювиальных отложений чаще всего используются глины, служащие сырьем для кирпичного и керамического производства. Состав таких глин зависит от состава субстрата и профиля коры выветривания. Важным требованием является преобладание в материале глинистых частиц размером менее 0,01 мм.

В составе кирпичных глин различают минералы, придающие прочность изделиям – это каолинит  $Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8$ , галлуазит  $Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8 \cdot 8H_2O$ , и минералы, придающие им пластичность – это монтмориллонит  $NaAl_2[AlSi_3O_{10}](OH)_2 \cdot 4H_2O$ .

Сырьем для фарфоро-фаянсовых изделий являются каолиновые глины, промышленные запасы которых в России ограничены.

*Аллювиальные* месторождения размещаются в русле, на пойме и на террасах рек. Для них характерна форма залегания в виде лент и линз, вытянутых по длине реки. Состав полезных ископаемых определяется фацией аллювия, в которой они формировались. Для русловой фации характерны залежи гравийных и песчано-гравийных материалов, для пойменной – песка и глин.

*Озерные* месторождения характеризуются уплощенной линзовидной формой залежей песка и глин.

Для *прибрежно-морских* осадков типична пластовая форма залежей, состав которых может меняться от гравийно-галечного до песчаного в зависимости от положения относительно берега моря. Особую ценность представляют прибрежные дюнные кварцевые пески с эоловой сортировкой материала, используемые в производстве стекла.

**Таблица 12.4.** Ряды и генетические типы месторождений обломочных горных пород и осадков

Ряд	Генетический тип	Пример
Седиментогенетический (склоновый, аллювиальный, морской)	Глин кирпичных делювиальных	Кудымкарское, Саранинское, Пермский край
	Глин кирпичных аллювиальных	Калинское, Костаревское, Пермский край
	Песков строительных аллювиальных	Ильинское, Калинское, Пермский край
	Песчано-гравийных смесей аллювиальных	Чукаевское, Заосиновское, Пермский край
	Глин озёрных	Сединское, Пермский край
	Глин гляциальных	Келичевское, Пермский край
	Песков строительных флювиогляциальных	Артамоновское, Пермский край
	Песков эоловых	Аптугайское, Пермский край
Диакатагенетический	Аргиллитов	Пашийское, Пермский край
	Песчаников для строительства	
	Конгломератов для строительства	

**Диагенетический ряд** месторождений представлен аналогичными по происхождению и строению залежами сцементированных пород: аргиллитов, песчаников и конгломератов.

Месторождения обломочных горных пород и осадков служат важным сырьевым источником для производства строительных материалов. Они являются составной частью терригенных формаций, отвечающих требованиям кондиций.

Образование месторождений связано с формированием обломочных отложений и определяется процессами механической дифференциации вещества.

В Пермском крае преобладают многочисленные аллювиальные месторождения, протягивающиеся вдоль крупных рек бассейна р. Кама. С осадками р. Чусовая связаны Ильинское месторождение песков, Калининское – песчано-гравийной смеси (ПГС). На северо-западе края, в Коми-Пермяцком округе, присутствуют ледниковые флювиогляциальные месторождения песков (Ибламинов, Лебедев, 1995).

### 12.2.2. Месторождения россыпей ценных минералов

Среди россыпных в основном разрабатываются месторождения седиментогенетического ряда, хотя иногда в разработку вовлекаются месторождения и диагенетического ряда. По условиям образования россыпи могут быть золовыми, делювиальными, пролювиальными, аллювиальными, прибрежно-морскими. Ниже рассматриваются делювиальные, аллювиальные и прибрежно-морские россыпи, имеющие наибольшее практическое значение (табл. 12.5).

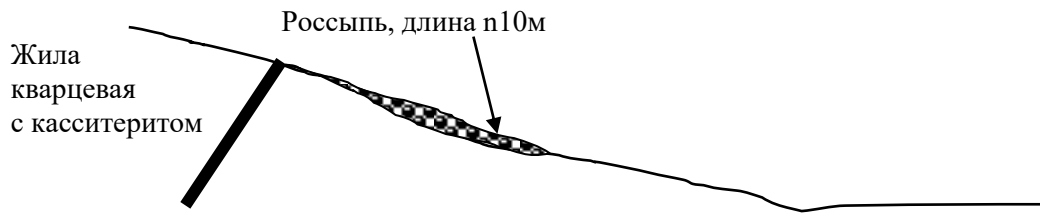
**Таблица 12.5.** Ряды и генетические типы россыпных месторождений

Ряд	Генетический тип	Местонахождение
Седиментогенетический	<i>Склоновый</i> (делювиальный): горного хрусталя алмазов золота хромовых руд	Полярный Урал Якутия Средний Урал Сарановские, Пермский край
	<i>Аллювиальный</i> : алмазоносных россыпей золотоносных россыпей платиноносных россыпей касситеритовых россыпей	Якутия Урал Средний Урал Северо-Восток России, Юго-Восток Азии
	<i>Прибрежно-морской</i> : цирконий-титановых россыпей золотоносных россыпей алмазоносных россыпей	Вост. побережье Австралии Побережье Аляски Зап. побережье Африки
Диагенетический	<i>Аллювиальный</i> золоторудных россыпей	Аляска
	<i>Прибрежный</i> цирконий-титановых россыпей	Ярегское, Республика Коми

#### 12.2.2.1. Делювиальные (склоновые) россыпи

Как и все делювиальные отложения россыпи формируются на склонах и встречаются обычно в горных и предгорных районах с небольшой мощностью чехла рыхлых отложений. Положение россыпей контролируется присутствием в коренных породах ценных минералов, устойчивых к выветриванию и обладающих повышенной плотностью (рис. 12.3).

Сама россыпь может протягиваться вниз по склону на несколько десятков метров, ширина ее определяется шириной выхода источника ценных минералов. По мере удаления от источника вниз по склону россыпь может сужаться и разделяться на струи. При этом концентрация ценных минералов уменьшается.



**Рис. 12.3.** Разрез делювиальной россыпи, связанной с коренным источником

Состав делювиальных россыпей определяется составом источника. В них могут концентрироваться алмазы, золото, платина, касситерит, а также горный хрусталь и цитрин (север Пермского края), сапфиры и рубины (месторождения Индии) (см. табл. 12.5). Делювиальные россыпи разрабатываются либо вместе с коренным источником, либо вместе с близлежащими аллювиальными или элювиальными россыпями.

Если коренной источник представлен сплошными богатыми рудами, то при их разрушении на склонах образуются валунчатые россыпи. Россыпи валунов хромшпинелидов разрабатываются на Сарановском месторождении хромовых руд на западном склоне Среднего Урала в Пермском крае. Валунчатые россыпи титаномагнетитовых руд известны в Качканарском рудном поле на восточном склоне Среднего Урала.

Образование делювиальных россыпей связано с дифференцированным движением обломочного материала вниз по склону, когда ценные минералы, обладающие высокой плотностью, отстают в своем движении от основной массы обломков.

#### 12.2.2.2. Аллювиальные россыпи

Россыпи являются составной частью аллювиальных отложений и располагаются в долинах современных или древних рек. Россыпи отличаются от обычного аллювия содержанием промышленных концентраций устойчивых к выветриванию ценных минералов, обладающих повышенной плотностью. Среди них преобладают простые вещества – минералы золота, платины, алмаз; кислородные соединения – простые и сложные оксиды: касситерит, вольфрамит, сапфиры, рубины.

Основной промышленный интерес представляют современные россыпи. Крупный вклад в изучение россыпей внёс Ю.А. Билибин (1901 – 1952). В своей книге «Основы геологии россыпей» (1938) он показал, что присутствие россыпей связано с эрозионной деятельностью рек, в которой им выделялись три стадии (рис. 12.4).

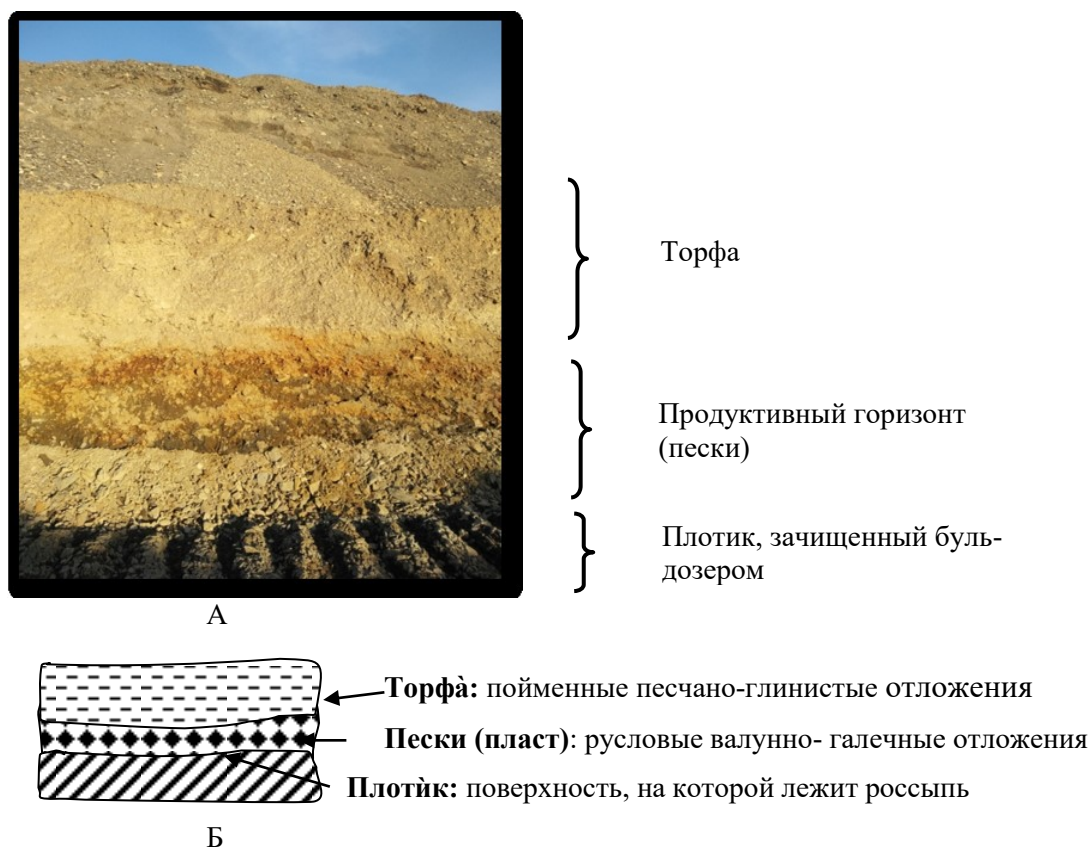
Профиль реки		
Горный	Предгорный (меандры)	Равнинный
Стадии эрозионного цикла		
Ранняя (юная)	Средняя (зрелая)	Поздняя (дряхлая)
Эрозия		
Глубинная	Боковая	Замедленная
Преобладающее движение материала		
Вынос	Сортировка	Медленное движение
Условия для образования россыпей		
Малоблагоприятные	Самые благоприятные	Неблагоприятные

**Рис. 12.4.** Модель эрозионного цикла реки (по Ю.А. Билибину)

Первая, ранняя или *юная стадия* характеризуется горными условиями рельефа, преобладанием глубинной эрозии и, следовательно, выноса обломочного материала. Условия этой стадии неблагоприятны для образования россыпей. Вторая, средняя или *зрелая стадия* эрозионного цикла реки характеризуется предгорными условиями, когда на смену глубинной эрозии приходит боковая, и река начинает сортировать свои отложения, меандрируя по долине. Очевидно, что именно на этой стадии создаются наиболее благоприятные условия для образования россыпей. Далее, уже в равнинной части, река переходит в третью, позднюю или *дряхлую стадию* цикла, когда эрозионная активность ее уменьшается и условия для формирования россыпей становятся малоблагоприятными (см. рис. 12.4).

В речных отложениях выделяют русловую и пойменную фации. Отложения русловой фации характеризуются более грубообломочным гравийно-галечным составом по сравнению с песчано-глинистыми отложениями пойменной фации. Россыпи обычно формируются и находятся в отложениях русловой фации аллювия.

В вертикальном разрезе россыпи различают следующие части (рис. 12.5). Поверхность, на которой лежит россыпь, т.е. отложения русловой фации, содержащие ценные минералы, называется термином *плотик*. Плотик может быть коренной или ложный.



**Рис. 12.5.** Строение аллювиальной россыпи в разрезе: А – россыпь р. Челбанья (фото В.С. Коротаева); Б – общая схема россыпи

Коренной плотик образован коренными горными породами. Наиболее благоприятным для концентрации ценных минералов является ребристый плотик, в котором горные породы имеют падение, направленное в сторону течения реки, и создают тем самым гигантскую природную щетку-концентратор (рис. 12.8). Менее благоприятны для накопления минералов волнистый и ровный плотик. Ложный плотик характерен для многоэтажных россыпей, когда плотиком является аллювий пойменной фации.

На плотике лежит продуктивный горизонт, содержащий полезные минералы, который получил название *пласт*. Пласт содержит «пески» – грубообломочный валунно-галечный русловой аллювий, сцементированный песчаным и глинистым материалом.

Продуктивный горизонт перекрывается мелкообломочными пойменными гравийно-песчаными, песчаными и глинистыми отложениями, получившими название *торфа*. В случае террасовой россыпи торфа может перекрываться почвенно-растительным слоем, а в случае многоэтажной россыпи выступать в качестве ложного плотика.

По месту расположения в долине реки россыпи имеют свои названия. Россыпь, находящаяся непосредственно в современном русле реки, называется *руслевой*. Россыпь, расположенная в пойме реки, где она может быть перекрыта пойменными отложениями, называется *долинной*. Наконец, россыпи, расположенные в террасах, называются *террасовыми* (рис. 12.6). Некоторые исследователи в пределах русловых выделяют *косовые россыпи*, приуроченные к прирусловым отмелям и имеющие небольшие размеры.

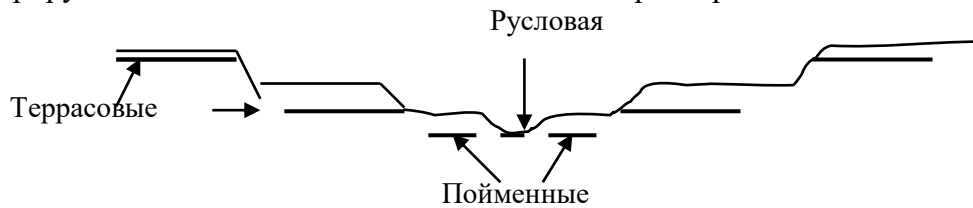


Рис. 12.6. Положение россыпей русловой фации аллювия в долине реки и их названия

Для аллювиальных россыпей характерна лентовидная форма залегания (рис. 12.7). Мощность их обычно измеряется первыми единицами, ширина – первыми десятками, а длина – первыми тысячами метров. В целом размеры россыпей определяются размерами россыпеобразующей реки.

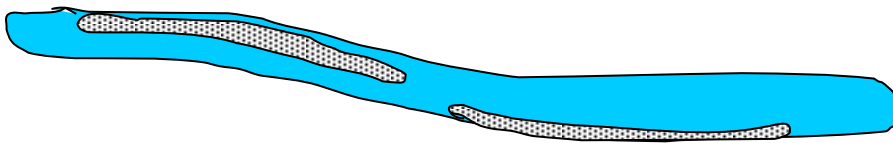


Рис. 12.7. Лентовидная в плане форма аллювиальной россыпи

Состав полезных ископаемых аллювиальных россыпей определяется наличием в коренных породах долины реки источника россыпеобразующих минералов. Это может быть коренное месторождение, как, например, аллювиальная россыпь золота над коренным Березовским гидротермальным месторождением золота на Среднем Урале или рассеянная концентрация полезных минералов в коренных породах, как платина в дунитах.

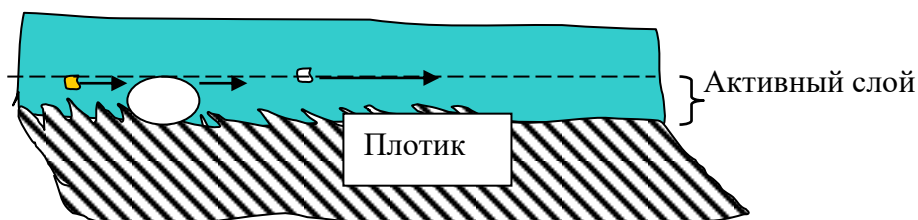
Россыпеобразующие минералы должны быть устойчивы к выветриванию, обладать повышенной плотностью (золото, платина, касситерит и др.) (см. табл. 12.5).

Вторым фактором, влияющим в основном на размеры россыпей, является климат, который в свою очередь определяет интенсивность процесса выветривания и тем самым влияет на мобилизацию материала для формирования россыпей.

Таким образом, состав россыпей определяется минерагенической спецификой коренных пород региона. Так, для алмазоносных районов Якутии и Западного Урала характерны аллювиальные россыпи алмазов, для золотоносных районов Сибири и Урала – золотоносные россыпи, для платиноносных гипербазитов Восточного Урала и Камчатки – платиноносные россыпи, для оловоносных районов востока и юго-востока Азии – россыпи касситерита и т.п.

Концентрация ценных минералов в аллювиальных россыпях осуществляется в процессе движения водного потока реки на плотиковом и гидродинамическом барьерах. Первый обусловлен повышенной плотностью полезных минералов относительно остальных, которая приводит к их гравитационному проседанию и накоплению на плотике. Второй связан с изменением динамики речного потока. При высокой скорости поток имеет большую кинетическую энергию и способен переносить обломки крупного размера и высокой плотности. Уменьшение скорости движения воды приводит к образованию гидродинамического барьера, на котором более плотные минералы выпадают в осадок.

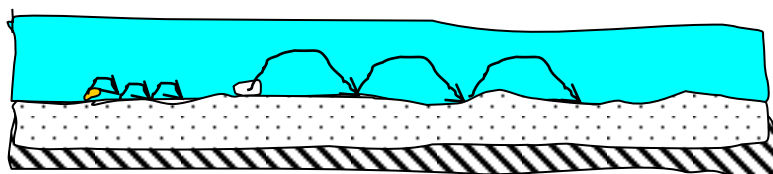
О механизме концентрации ценных минералов в россыпях существуют несколько представлений. Ю.А. Билибин в 1938 г. предложил механизм активного слоя (рис. 12.8). Согласно его представлениям, движение частиц в придонной части реки в составе *активного слоя* – пульпы происходит дифференцированно. Наибольшую скорость перемещения при одних и тех же гидродинамических условиях приобретают частицы мелкие и легкие, а наименьшую – крупные и мелкие тяжелые. При определенных условиях скорость течения воды может быть такой, что перемещаться будут преимущественно легкие частицы, а крупные (валуны, галька) и мелкие тяжелые (ценные минералы) останутся малоподвижными. В результате будет формироваться продуктивный слой песков.



**Рис. 12.8.** Дифференцированное перемещение частиц в активном слое с отставанием крупных и высокоплотных частиц (по Ю.А. Билибину). Показан ребристый плотик (щётка), благоприятный для концентрации полезных минералов высокой плотности в россыпях

По данным Н.Г. Бондаренко (1975) миграция золота в аллювии происходит тогда, когда оно находится в сростках с кварцем и другими минералами низкой плотности. Золото, свободное от примесных минералов, не перемещается водными потоками вниз по течению и накапливается на плотиковом барьере.

Другой механизм – *сальтации* – был предложен М.А. Великановым в 1955 г. Согласно этому механизму дифференциация частиц осуществляется на поверхности осадка, когда частица отрывается от него, «подскакивает» и переносится на определенное расстояние. При этом на большее расстояние будут переноситься частицы мелкие и легкие, а крупные и мелкие тяжелые – на меньшее (рис. 12.9).



**Рис. 12.9.** Дифференцированное перемещение частиц на поверхности осадка путём сальтации. Показан ровный плотик

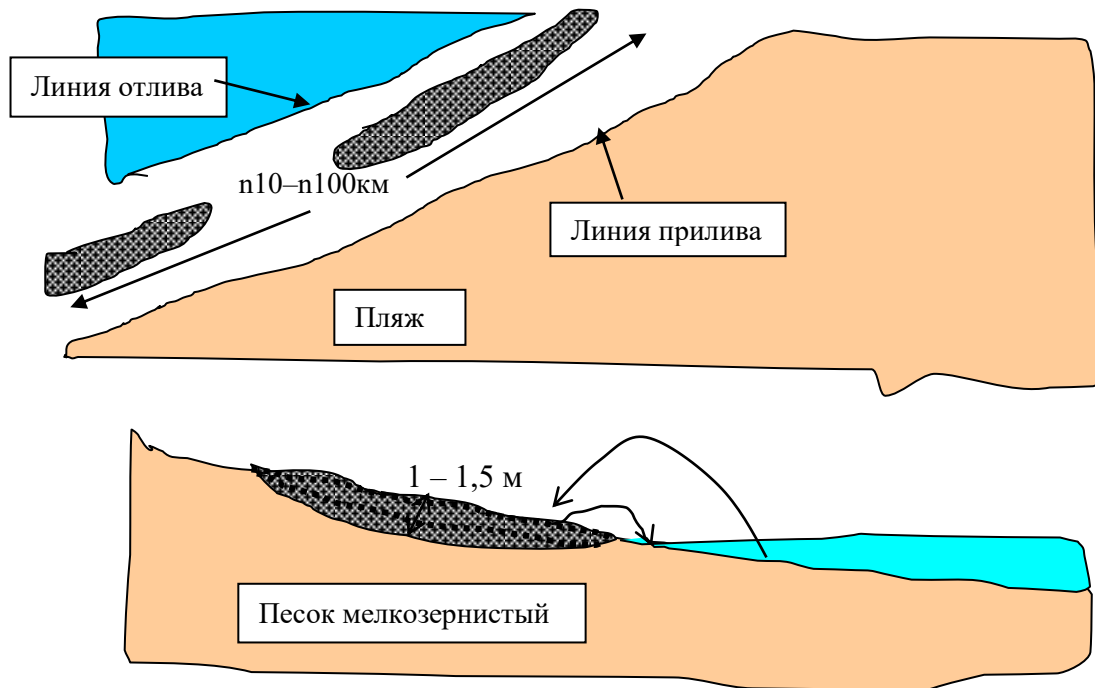
Механизмы формирования россыпей многообразны, все они могут принимать участие в их образовании. Важно, что россыпи образуются не на всем протяжении реки, а только при определенном гидродинамическом режиме, изменяющемся как в зависимости от сезона, так и в пространстве (при переходе от плесов к перекатам).

Изучением аллювия и россыпей длительное время занимаются ученые Пермского университета – доктора наук Б.С. Лунев, Б.М. Осовецкий, О.Б. Наумова. Ими исследуется минералогия аллювия и генезис россыпей (Осовецкий, 2011).

#### 12.2.2.3. Прибрежно-морские россыпи

Современные россыпи располагаются вдоль побережий морей и океанов в зоне прилива, а в закрытых морях – в зоне прибоя. Они протягиваются вдоль пологих берегов с выработанным эрозионным профилем равновесия, находясь на пляже или под урезом воды на шельфе (рис. 12.10). Ископаемые россыпи залегают в терригенных формациях шельфа континентальных окраин.





**Рис. 12.10.** Положение линз концентратов ценных минералов на побережье (план и разрез).  
На разрезе точками показаны слои ценных минералов, стрелками – набегающая и уходящая волны

Тела полезных ископаемых имеют форму узких вытянутых вдоль побережья линз мощностью 0,5 – 1 м, длиной – десятки метров, шириной 5 – 10 м. Эти линзы образуют участки вдоль побережий, вытягивающиеся на десятки и сотни километров. Они отличаются мелкозернистым песчаным составом отложений и концентрацией ценных минералов на поверхности осадка. В вертикальном разрезе продуктивной линзы выделяется до десятка рудных прослоев, обогащенных ценными минералами.

*Состав прибрежно-морских россыпей* (см. табл. 12.5) определяется двумя факторами: климатом и наличием источника материала на континенте.

Климат, влияя на интенсивность выветривания на континенте, определяет состав минералов тяжелой фракции, которые могут накапливаться в прибрежной зоне (Величко, 1968). Так, холодный климат предопределяет устойчивость в процессе выветривания магнетита, который, преобладая над всеми минералами, концентрируется в россыпях зоны умеренного гумидного климата. Примером могут служить россыпи российского побережья Азии, побережья Японии. В тропической зоне, где магнетит разрушается, устойчивыми к выветриванию остаются ильменит, рутил, циркон, монацит. Крупные россыпи этих минералов характерны для побережий Индии, Восточной Австралии. Промежуточное положение между магнетитовой и монацит-циркон-рутил-ильменитовой зонами занимает ильменитовая. Россыпи, состав которых определяется климатической зональностью, получили название *зональных* (рис. 12.11).

На фоне зональных встречаются *азональные* россыпи, состав которых определяется наличием источника ценных минералов на континенте. Наглядными примерами таких россыпей являются россыпи золота и платины у побережья Аляски, алмазов у западного побережья Африки, касситерита у побережья Юго-Восточной Азии, хромшпинелидов у западного побережья США, янтаря у побережья Прибалтики.

*Образование прибрежных россыпей* происходит на гидродинамическом барьере, связанном с различной кинетической энергией набегающей и уходящей волны. Набегающая волна благодаря большой энергии выносит на берег все минералы, какие может принести – и легкие и тяжелые. Уходящая же волна уносит преимущественно легкие минералы, а тяжелые ценные минералы остаются на поверхности осадка. Многократное действие такого механизма приводит к формированию прибрежно-морских россыпей (см. рис. 12.10).

Климат	Преобладающие минералы
Умеренный	
Тропический	
Умеренный	
Умеренный	

Рис. 12.11. Преобладающие минералы прибрежных россыпей различных климатических зон

**Диagenетический ряд** представлен ископаемыми россыпями (Патык-Кара, 2008). Ископаемые аллювиальные золоторудные россыпи разрабатываются совместно с современными, например, в бассейне Верхнего Юкона на Аляске.

Прибрежные цирконий-титановые россыпи девонского возраста известны в Тиманской россыпной провинции (Ярегская россыпь с битумами, Республика Коми), мелового – в Тамбовском россыпном районе (месторождение Центральное), кайнозойского – на юге Украины в Среднем Приднестровье (Малышевское месторождение).

## 12.3. Месторождения класса химических осадков

К классу химических осадков относятся месторождения, полезные компоненты которых концентрировались на земной поверхности осаждением из водных растворов. В составе водных растворов химические элементы могут находиться в двух формах: ионно-молекулярной и коллоидной. Соответственно различают истинные и коллоидные растворы.

Миграция в виде истинных растворов характерна для щелочных и щелочно-земельных металлов, а в виде коллоидных – для металлов с переменной валентностью, таких как алюминий, железо и марганец. Осаждение соединений из истинных растворов происходит в результате их пересыщения, а из коллоидных растворов – в результате коагуляции коллоидных частиц. Различия форм миграции, способов концентрации и состава полезных ископаемых обуславливают необходимость разделения месторождений класса химических осадков на два подкласса: 1) осадки и концентраты истинных растворов, 2) осадки коллоидных растворов.

### 12.3.1. Месторождения осадков и концентратов истинных растворов

Месторождения подкласса представлены всеми четырьмя генетическими рядами: седиментогенетическим, диagenетическим, катагенетическим и раннего гипергенеза (табл. 12.6).

#### 12.3.1.1. Седиментогенетический ряд: воды Мирового океана, солеродные бассейны

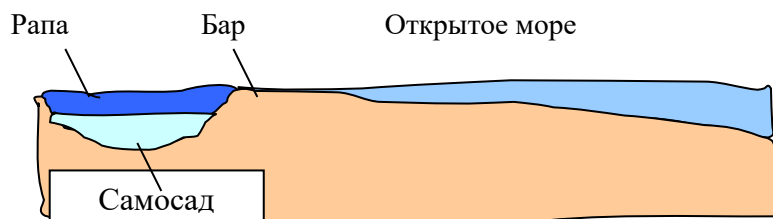
*Воды Мирового океана* являются важным источником поваренной соли, магния, пресной воды и других компонентов. Поваренную соль получают испарением морской воды, например в США (район Сан-Франциско), а в Швеции для этого используют способ вымораживания. Экономически выгодно извлечение из воды магния, которое осуществляют на многочисленных заводах США, Великобритании. Калийную соль и бром получают из морской воды КНР, Япония, Италия. Разрабатываются технологии извлечения из морской воды золота и урана. В больших объёмах из неё получают пресную воду в США и Мексике. Кувейт полностью обеспечивает себя пресной морской водой.

**Таблица 12.6.** Классификация месторождений осадков и концентратов истинных растворов

Ряд	Генетический тип	Пример
Седиментогенетический	Воды Мирового океана	Актау, Казахстан
	Рассолы и осадки современных морских бассейнов	Куули-Маяк, Туркменистан
	Рассолы и осадки современных континентальных бассейнов	Баскунчак, Астраханская область
Диагенетический	Известняки	Гора Матюковая, Пермский край
	Доломиты	Белый камень, Пермский край
	Ангидриты	Соколино-Саркаевское, Пермский край
	Ископаемые залежи солей	Верхнекамское, Пермский край
Катагенетический	Подземные хлоридные натриево-кальциевые йодо-бромные рассолы	Оверятское, Пермский край
Раннего гипергенеза	Минеральные подземные питьевые и лечебные воды	Усть-Качкинское, Пермский край

Современные солеродные бассейны располагаются в районах жаркого сухого климата в прибрежных частях морей и в континентальных озерах. В составе тех и других имеются жидкая фаза – рапа и твердый осадок – самосад. Они находятся в динамическом равновесии. Сезонные уменьшения концентрации вещества в рассоле – рапе – приводят к частичному растворению осадка, увеличение же концентрации вызывает выпадение солей из рапы в осадок. Самосад залегает в виде пластов и линз мощностью от единиц до десятков метров.

Морские солеродные бассейны бывают представлены лагунами, отделенными от открытого моря перегородками – барами (рис. 12.12). Типичными примерами являются заливы Каспийского моря. Здесь на месторождении Куули-Маяк добывается каменная соль ( $\text{NaCl}$ ), а в заливе Кара-Богаз-Гол – мирабилит ( $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ ), тенардит ( $\text{Na}_2\text{SO}_4$ ).



**Рис. 12.12.** Строение прибрежно-морского (лагунного) солеродного бассейна

Состав осадков озерных месторождений в значительной степени определяется климатом. На территории России существует следующая климатическая зональность.

В условиях жаркого сухого климата в осадках континентальных озёр накапливается каменная соль (месторождение Баскунчак в Астраханской области).

В более умеренном сухом климате наряду с галитом и мирабилитом образуются залежи соды (натрона),  $\text{Na}_2(\text{CO}_3) \cdot 10\text{H}_2\text{O}$  (озера Кулундинской степи в южной части Западно-Сибирской равнины, Алтайский край).

В условиях умеренного гумидного климата на дне озер накапливается карбонат кальция – гажа,  $\text{Ca}(\text{CO}_3)$ , например, в озерах Пермского края.

Крупные уникальные по составу континентальные озёрные месторождения солей присутствуют в регионах распространения наземных вулканических пород калиево-щелочной и андезитовой серий и образуются на участках разгрузки бороносных и соленосных гидротерм (см. гл. 10). Они являются важнейшими источниками борного сырья. Месторождения представлены пластами и линзами боратов среди глинистых отложений (Кырка в Турции) или среди солей (оз. Серлз в США), а также литийсодержащими рассолами (Салар-де-Атакама в Чили).

Образование концентраций солей связано с пересыщением морских или озерных вод на высокотемпературном или низкотемпературном геохимическом барьерах (Копнин, 1987).

1. Высокотемпературный барьер появляется тогда, когда испарение воды из солеродного бассейна преобладает над ее поступлением из окружающей среды. Возникает испарительный геохимический барьер и происходит *термофильная седиментация*, например осаждение NaCl.

2. Низкотемпературный барьер обусловлен достаточно резким уменьшением температуры воды с наступлением холодного времени года. Происходит *криофильная седиментация*, например, мирабилита и гидрогалита.

#### 12.3.1.2. Диагенетический ряд: ископаемые месторождения

Региональное геологическое положение месторождений определяется литологическим, тектоническим и стратиграфическим факторами.

1. Литологический фактор выражается приуроченностью месторождений к морским эвапоритовым формациям. Их образованию, как правило, предшествует длительное существование морских бассейнов с нормальной солёностью. Так, появлению в геологическом разрезе Предуралья эвапоритовой формации предшествовало накопление морской карбонатной формации, свидетельствующей о долговременном существовании морского бассейна, начиная со среднего девона.

В составе эвапоритов происходила последовательная смена выпадения в осадок карбонатов, сульфатов и хлоридов. Завершился процесс галогенеза накоплением галита покровной каменной соли и соляно-мергельной толщи, что свидетельствует об опреснении бассейна и его закрытии. Переход к континентальным условиям отразила терригенная пестроцветная молассовая формация (табл. 12.7).

**Таблица 12.7.** Эволюция состава осадочных формаций Предуральяского прогиба и последовательность выпадения в осадок преобладающих минералов

Формация	Ярус	Преобладающие минералы	Эволюция состава хемогенных минералов
Пестроцветная моласса	Казанский (P <sub>2</sub> kz)	Песчаники, аргиллиты	
Эвапоритовая	Уфимский (P <sub>1</sub> u)	Соляно-мергельная толща	
	Кунгурский (P <sub>1</sub> k)	Галит	
		(Бишофит)*	(MgCl <sub>2</sub> ·6H <sub>2</sub> O)*
		Карналлит	KCl·MgCl <sub>2</sub> ·6H <sub>2</sub> O
		Сильвин	KCl
		Галит	NaCl
		Ангидрит	CaSO <sub>4</sub>
		Доломит	CaMg[CO <sub>3</sub> ] <sub>2</sub>
Морская карбонатная (D <sub>2</sub> -P <sub>1</sub> )	Аргинский (P <sub>1</sub> ar)	 Карбонатная платформа	Ca(CO <sub>3</sub> )
	Сакмарский (P <sub>1</sub> s)		
	Ассельский (P <sub>1</sub> a)		

\*Примечание. Бишофит присутствует в верхней части разреза эвапоритовой формации в Прикаспийской впадине.

Перечисленные в табл. 12.7 хемогенные образования эвапоритовой формации (известняки, доломиты, гипсы, соли) могут быть полезными ископаемыми и при определенных условиях – месторождениями. В ряде случаев галогенная формация над карналлитовой толщей содержит слой бишофита.

Детально строение эвапоритовой формации можно рассмотреть на примере Предуральского прогиба (табл. 12.8). Её начинают сульфатно-карбонатные толщи филипповского горизонта, сменяющиеся породами иренского горизонта, на которых находится мощная полукилометровая залежь подстилающей каменной соли. Выше идут продуктивные для Верхнекамского месторождения сильвинитовая (см. рисунок на обложке) и карналлитовая зоны.

**Таблица 12.8.** Литологический состав горных пород эвапоритовой формации (на примере Предуральского прогиба и района Верхнекамского месторождения, использованы данные А.И. Кудряшова, 2013)

Система	Отдел	Ярус	Горизонт	Толща	Пачка, зона	Литологическое описание	Мощность средняя, м
Пермская	Приуральский (Р.)	Уфимский	Шешминский	Пестроцветная		Печаники, алевролиты, медистые	300
			Соликамский	Терригенно-карбонатная		Плитняковые мергели, аргиллиты, алевролиты, песчаники	130
				Соляно-мергельная		Переслаивание глин и мергелей	80
					Переходная пачка	Мергели, глины, каменная соль	20
		Кунгурский	Иренский (P <sub>1ir</sub> )	Соляная	Покровная каменная соль	Каменная соль	20
					Карналлитовая зона	Чередование калийно-магниевого и каменной соли	54
					Сильвинитовая зона	Чередование красных, полосчатых сильвинитов и каменной соли	17
					Подстилающая каменная соль	Каменная соль	25
						Маркирующая глина	2
						Каменная соль с глинисто-ангидритовыми прослоями	330
			Филипповский (P <sub>1ph</sub> )	Глинисто-ангидритовая		Доломиты, аргиллиты, мергели, меньше ангидриты и соли	230
						Чередование ангидритовых и карбонатных доломитовых пачек	100

Кроме месторождений солей описанного хлоридного минерального типа встречаются месторождения сульфатно-хлоридного типа. В них в сильвинитовой и карналлитовой зонах могут присутствовать сульфаты калия и магния: эпсомит  $MgSO_4 \cdot 7H_2O$ , кизерит  $MgSO_4 \cdot H_2O$ , полигалит  $K_2Ca_2Mg(SO_4)_4 \cdot 2H_2O$ , лангбейнит  $K_2Mg_2(SO_4)_3$ , каинит  $KMg(SO_4)Cl \cdot 3H_2O$ .

2. Тектонический фактор выражается в расположении эвапоритовых формаций в отрицательных структурах осадочного чехла земной коры:

- предгорных прогибах (Предуральский с Верхнекамским месторождением, Предкарпатский с Калушским месторождением на Украине),
- синеклизах платформ (Припятский прогиб Русской плиты со Старобинским месторождением в Белоруссии).

3. Стратиграфический (палеоклиматический) фактор обусловлен тем, что периодически в геологической истории Земли появляются минерагенические эпохи калийного соленакопления с соответствующими соляными бассейнами (Высоцкий и др., 1988):

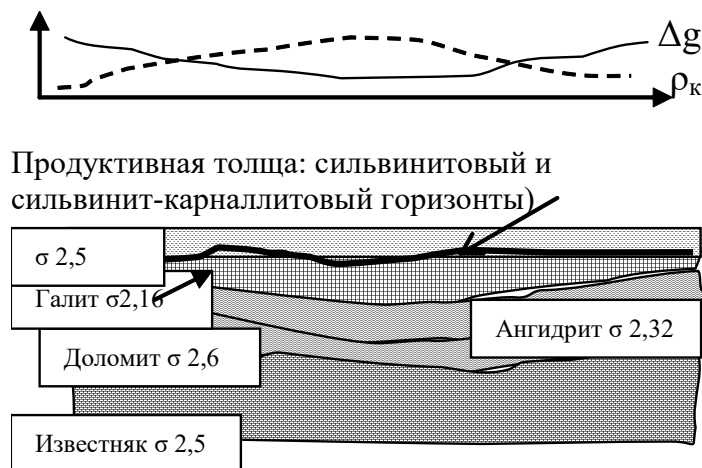
- кембрийская (Є) – Иркутский (Россия),

- девонская (D) – Саскачеванский (Канада), Припятский (Белоруссия),
- пермская (P) – Верхнекамский (Россия), Среднеевропейский (Россия, Германия, Великобритания), Прикаспийский (Россия, Казахстан)
- юрская (J) – Среднеазиатский (Тюбегатанское месторождение на территории Узбекистана и Туркменистана),
- меловая (K) – Индо-Синийский (месторождение Корат на территории Таиланда и Лаоса),
- неогеновая (N) – Предкарпатский (Калушское месторождение на Украине).

Среди названных бассейнов преобладают залежи калийных солей хлоридного типа. Сульфатно-хлоридным типом солей отличаются Среднеевропейский бассейн (Штасфуртское месторождение, Германия), Предкарпатский (Стебниковское месторождение, Украина) и Прикаспийский.

Большинство эпох соленакопления приурочено к завершению циклов тектонического развития территорий. Девонское соленакопление завершает каледонский цикл, пермское завершает герцинский цикл.

Для месторождений характерна *пластовая форма залегания*, осложненная соляной тектоникой (складками, куполами) (рис. 12.13).



**Рис. 12.13.** Физико-геологическая модель Верхнекамского месторождения калийно-магниевых солей ( $\sigma$  – плотность, г/см<sup>3</sup>)

Образование месторождений диагенетического ряда происходит в результате последовательного действия двух стадий литогенеза.

1-я стадия. Седиментогенез в солеродном бассейне на геохимическом барьере, приводящий к пересыщению исходных растворов. Осаждающиеся минералы имеют разные значения произведения растворимости. Поэтому вначале выпадают в осадок наиболее труднорастворимые кальцит, доломит, затем гипс, галит, сильвин, карналлит, бишофит. Эта последовательность была экспериментально показана Н.С. Курнаковым и М.Г. Валяшко (1962). Она хорошо видна в природной последовательности толщ эвапоритовой формации Предуральского прогиба (см. табл. 12.7, 12.8). Это еще раз подтверждает модель образования соляных месторождений из морских бассейнов путем концентрации вещества в рассолах и его последовательной кристаллизации в условиях жаркого аридного климата.

Формирование двух минеральных типов калийных бассейнов и месторождений (сульфатно-хлоридных и хлоридных) по-видимому определяется структурно-тектоническими условиями.

Большинство сульфатно-хлоридных бассейнов были достаточно простыми с одной главной ванной соленакопления, их формирование шло относительно быстрыми темпами, что характерно для рифтовых впадин (рис. 12.14). Всё это обуславливало быструю «лавиновую» хемогенную седиментацию с выпадением из морской воды в нижних частях разреза наряду с сульфатом кальция сульфатов калия и магния. После выпадения сульфатов происходило накопление хлоридных солей.

Бассейны второго типа с хлоридными калийно-магниевыми солями присутствуют во всех тектонических циклах, но преобладают в каледонском и киммерийском. Все месторождения с хлоридным типом солей являются составными частями более крупных мелководных бассейнов. Они имеют достаточно сложное строение, обусловленное присутствием нескольких суббассейнов.

В условиях сложно построенных бассейнов, которые вначале развиваются как синеклизные, а затем переходят в глубоководные типа предгорных (или соединяются с ними), галогенез начинается в мелководных синеклизных бассейнах с накопления карбонатов и гипса. Наличие мелководного подготовительного бассейна и связанного с ним более позднего по времени образования суббассейна конечного стока обеспечивает в последнем преимущественно хлоридное соленакопление. Такие бассейны И.Н. Тихвинский (2000) предложил называть «тупиковыми».

Таким образом, минералогические типы калийных бассейнов определяются их структурными типами, среди которых можно различать простые и сложные (рис. 12.14).

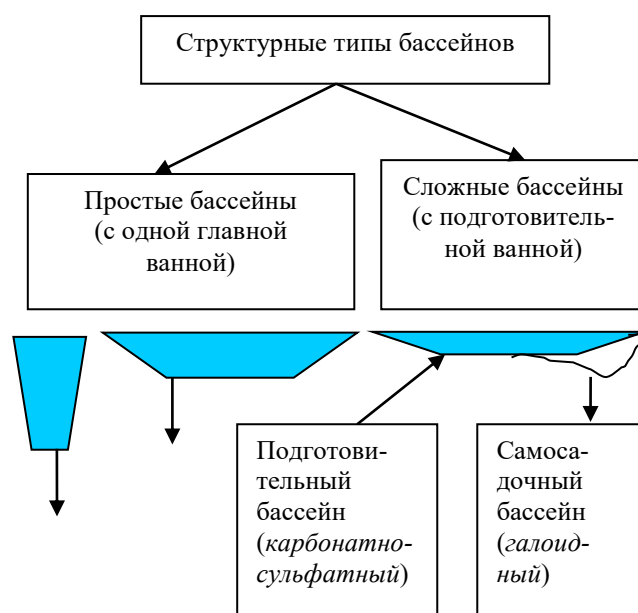


Рис. 12.14. Структурно-тектонические разновидности солеродных бассейнов (Ибламинов, 2013б)

2-я стадия. Диагенез в толще солей при повышенных температурах и давлениях приводит к взаимодействию осадка с остаточными рассолами, способствующему перекристаллизации солей с увеличением размеров кристаллов, появлению смешанных галит-сильвинитовых слоёв (пёстрых сильвинитов). Происходит деформация пластов с образованием складок разных порядков.

### 12.3.1.3. Катагенетический ряд (глубинные рассолы)

В зоне катагенеза в условиях высоких температур и давлений происходят дальнейшие преобразования хемогенных образований, продолжается перекристаллизация минералов, мраморизация карбонатов, появление жильных текстур. Изменения происходят и с хемогенными рассолами. Образуются йодобромные хлоридно-натриево-кальциевые рассолы, иногда содержащие литий. Они представляют собой комплексное гидроминеральное сырьё, используемое главным образом для получения йода и брома, а также в бальнеологических целях. Примером является Оверятское месторождение в Пермском крае.

Образование йодобромных рассолов связывается с переходом из растворов под действием высоких давлений зоны катагенеза в твёрдую фазу ионов  $Mg^{+2}$ ,  $SO_4^{-2}$ ,  $CO_3^{-2}$  и др., обладающих положительной гидратацией, и накоплением в рассоле ионов с отрицательной гидратацией.



## 12.3.1.4. Ряд раннего гипергенеза (минеральные воды)

При постепенном подъеме территорий глубинные катагенетические рассолы попадают в верхние горизонты земной коры, в зону диагенеза и даже седиментогенеза. Здесь они смешиваются с пресными водами зоны активного водообмена, образуя минеральные воды различного состава. Месторождения раннего гипергенеза представлены залежами разнообразных минеральных подземных вод. Это могут быть питьевые лечебные и менее минерализованные столовые воды.

## 12.3.2. Месторождения осадков коллоидных растворов

К подклассу относятся месторождения, главная масса полезных компонентов которых сконцентрировалась при коагуляции коллоидных растворов (табл. 12.9). Коллоидные растворы состоят из дисперсной фазы (коллоидных частиц) и дисперсионной водной среды. Коллоидные частицы (мицеллы) по размеру значительно больше размеров ионов и молекул истинных растворов. Мицеллы бывают окружены двойным электрическим слоем, который создаёт на их поверхности электрический заряд. Заряд частиц одного состава одинаковый. Благодаря этому частицы не слипаются, не коагулируют. Снятие заряда, его нейтрализация происходит при попадании в коллоидный раствор ионного раствора – электролита, содержащего растворённые ионы ( $\text{Na}^+$ ,  $\text{Mg}^{++}$  и т.п.). Частицы дисперсной фазы слипаются, т.е. коагулируют и выпадают в осадок, из гидрозоля образуется гидрогель. Так работает электролитический геохимический барьер.

**Таблица 12.9.** Ряды и генетические типы месторождений подкласса осадков из коллоидных растворов

Ряд	Генетический тип	Пример
Седиментогенетический	Оолитовые железные руды	Западное побережье Европы
	Железомарганцевые конкреции дна океанов (гидрогенные)	Восточно-Тихоокеанское поднятие
Диагенетический оксидный	Марганцевые оксидные руды	Чиатура, Грузия Никополь, Украина
	Железные оолитовые руды	Керченское, Крым Лотарингский бассейн, Западная Европа
	Бокситы морские	Красная Шапочка, Свердловская обл.
	Бокситы континентальные	Тихвинское, Ленинградская обл.
Диагенетический восстановленный	Сидеритовый	Бакальские, Челябинская обл.
	Карбонатные марганцевые руды (родохрозитовый)	Северо-Уральский бассейн
	Черносланцевые толщи с золотом, платиной, ураном	Сухой Лог, Иркутская обл.

В природных поверхностных водах частицы дисперсной фазы обычно бывают представлены гидрозолями алюминия, железа и марганца ( $\text{Al}(\text{OH})_3$ ,  $\text{Fe}(\text{OH})_3$ ,  $\text{Mn}(\text{OH})_4$ ), чем и определяется основной состав полезных ископаемых месторождений подкласса. Кроме того, некоторые металлы, такие как золото, уран, медь и др., могут находиться в коллоидных растворах в форме ионов, сорбированных на поверхности коллоидных и тонкодисперсных частиц глинистого и органического вещества. При выпадении перечисленных частиц в осадок металлы, находящиеся в сорбированной форме, накапливаются вместе с ними.

### 12.3.2.1. Седиментогенетический ряд. Накопление металлов

Типичными для ряда являются концентрации Fe, Mn, Al. Они представлены

- 1) континентальными озерно-болотными железными рудами,
- 2) прибрежно-морскими (шельфовыми) пластовыми залежами оолитовых железных и марганцевых руд,
- 3) океаническими глубоководными железомарганцевыми конкрециями.

Озёрно-болотные руды разрабатывались в районе Тулы, Липецка. Они дали начало металлургической промышленности России.

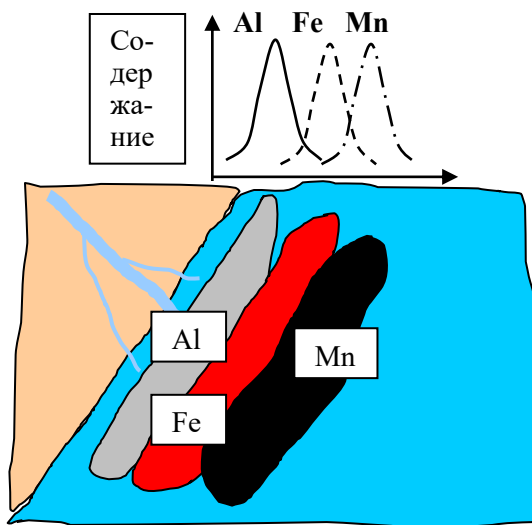
Оолитовые руды известны на шельфе атлантического побережья Европы.

Железомарганцевые конкреции и корки в виде «булыжных мостовых» покрывают отдельные участки ложа океана на глубинах более 4000м. Средний состав конкреций характеризуется следующими данными (%): Mn – 20, Fe – 16, Ni – 0,6, Co – 0,3, Cu – 0,35.

Положение современных руд определяется их приуроченностью к условиям гумидного климата, в которых протекают интенсивные процессы выветривания. Благодаря активному выветриванию в поверхностных водах гумидной зоны содержится повышенное по сравнению с другими климатическими зонами количество металлов в виде взвесей и коллоидных частиц.

Региональное геологическое положение концентраций характеризуется приуроченностью к континентам и их окраинам, а также океаническим впадинам.

В благоприятных тектоноклиматических условиях порядок размещения осадков в прибрежных условиях определяется миграционной способностью металлов, выпадающих в осадок (рис. 12.15).



**Рис. 12.15.** Распределение осадков Al, Fe, Mn на шельфе, план.  
Вверху условные кривые распределения металлов, по Н.М. Страхову

Ближе к берегу в среде, наиболее обогащенной кислородом, осаждаются гидроксиды алюминия в виде гиббсита  $\text{Al}(\text{OH})_3$ . Дополнительным фактором, не способствующим дальнейшему переносу алюминия, является его миграция и осаждение механическим путём в составе частиц – продуктов латеритного выветривания (Япаскурт, 2008).

Дальше от берега, частично вместе с алюминием, осаждаются оксигидроксиды железа: гетит  $\text{FeOOH}$ , лепидокрокит  $\text{FeO}(\text{OH})$ . За железом, частично совмещаясь с его осадками, осаждаются марганец в виде оксигидроксида – манганита  $\text{Mn}^{+3}\text{O}(\text{OH})$ , оксигидрата – романешита (собственно псиломелана)  $\text{BaMn}^{+2}\text{Mn}^{+4}_8\text{O}_{16}(\text{OH})_4$ , затем осаждаются оксиды марганца: криптомелан  $\text{K}(\text{Mn}^{+2}, \text{Mn}^{+4})_8\text{O}_{16}$ , пиролюзит  $\text{Mn}^{+4}\text{O}_2$ . Дальше от берега, уже в восстановительных условиях, осаждаются карбонаты марганца: родохрозит  $\text{MnCO}_3$ , манганокальцит  $(\text{Ca}, \text{Mn})\text{CO}_3$ , кутнагорит  $\text{Ca}(\text{Mn}, \text{Mg})(\text{CO}_3)_2$ . Из описанной схемы осаждения можно сделать вывод о том, что в месторождениях могут быть встречены совместные руды алюминия и железа, железа и марганца.

Способы концентрации металлов в осадках различны.

1. Коагуляция гидроксидов Al, Fe, Mn на комплексном электролитическом, щелочном и окислительном геохимическом барьере, превращение их из гидрозолей в гидрогели. В прибрежно-морских условиях тройной барьер возникает благодаря минерализации морской воды, её щелочной реакции и насыщенности кислородом. В континентальных болотных, речных и озерных условиях роль электролита играют растворы гумусовых кислот, а окислительный барьер возникает на выходе болотных вод с восстановительной реакцией среды в окислительную речную.

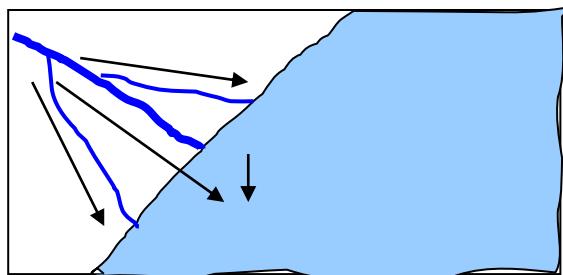
2. Сорбция металлов с большими радиусами ионов (Au, Pt, U) частицами коллоидной размерности, в том числе глинистыми и углистыми, выпадающими в осадок.

3. Механическое осаждение частиц крупнее коллоидных.

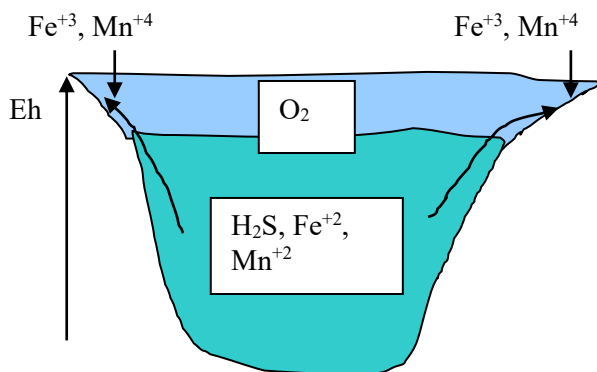
Существуют две модели рудообразования:

– прямая модель выноса продуктов выветривания с континента, когда осаждается материал, принесенный водными потоками непосредственно с суши (рис. 12.16),

– обратная модель апвеллинга, когда осаждаются растворенные в морской воде металлы, вынесенные из глубин анокисических (сероводородных) бассейнов к поверхности, где господствует окислительная обстановка (рис. 12.17).



**Рис. 12.16.** Миграция коллоидных частиц в пресной воде и осаждение в морской на комплексном геохимическом барьере



**Рис. 12.17.** Осаждение металлов на окислительном барьере при выносе их из сероводородной (анокисической) части бассейна, в которой они находятся в растворённом состоянии

А.С. Столяровым и др. (1998) разработана модель предварительного длительного накопления растворимых форм марганца в анокисических морских бассейнах типа Черноморского и последующего кратковременного, но интенсивного рудообразования в условиях апвеллинга в прибрежных условиях на окислительном геохимическом барьере.

В.И. Силаев (2008) отдаёт главную роль в концентрации марганца процессу хемосорбции ионов  $Mn^{+2}$  активными поверхностями оксигидроксидов железа с последующим вытеснением железа марганцем.

## 12.3.2.2. Диа- катагенетический ряд. Ископаемые месторождения

Ряд включает ископаемые месторождения Fe, Mn, Al и черносланцевых толщ, образовавшиеся в результате седиментогенеза в морских или континентальных условиях и подвергшиеся диагенетической и катагенетической литификации.

Положение месторождений диагенетического ряда в разрезе осадочных толщ, как и положение месторождений солей, определяется тремя главными факторами: литологическим, тектоническим и стратиграфическим.

*Литологический фактор* связан с образованием месторождений в условиях гумидного палеоклимата. Руды залегают в морских терригенно-карбонатных формациях шельфа пассивных окраин, состоящих из чередующихся карбонатных и терригенных пластов. Тела полезных ископаемых бывают приурочены к основанию толщи трансгрессивно залегающих терригенных пород. Они также могут залежать в континентальных терригенных формациях.

*Тектонический фактор* включает обстановки пассивных окраин и плитные, на которые существенное влияние могут оказывать тектонические движения в соседних с континентом океанах. На континентальных плитах месторождения бывают приурочены к терригенным толщам, залегающим среди мощных карбонатных отложений. Присутствие терригенных пород бывает связано с кратковременными регрессиями на общем фоне инундационных обстановок. Подобные перерывы в карбонатном осадконакоплении вызывает перисубдукционная тектоническая обстановка на платформах, обусловленная субдукцией в соседнем океане. Примером может служить визейский терригенный комплекс среди карбонатных пород в осадочном чехле Русской плиты, к которому приурочены месторождения бокситов.

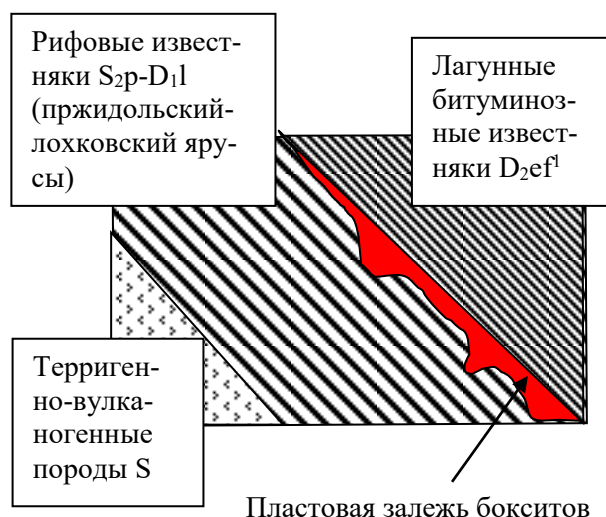
*Стратиграфический фактор* обусловлен существованием минерагенических эпох рудонакопления. Наличие минерагенических эпох обязано глобальной геодинамике, помещающей осадочные бассейны в благоприятные для рудообразования гумидные климатические пояса, и региональной геодинамике, обеспечивающей существование бассейнов и источников сноса.

Крупнейшей мегаэпохой осадочного накопления железа и марганца явилась архейско-протерозойская, в течение которой накапливались железисто-кремнистые формации, превратившиеся в дальнейшем в метаморфизованные залежи железистых кварцитов – джеспилитов. В Южном полушарии (в современных координатах) образовались марганцовистые железистые кварциты – гондиты.

Кембрийская эпоха характеризуется накоплением карбонатных марганцевых руд в Алтае-Саянских каледонидах. Здесь в Кемеровской области расположено Усинское месторождение карбонатных марганцевых руд.

Девонская эпоха отличается накоплением бокситов в Уральской герцинской складчатой области и формированием Северо-Уральского бокситового района (СУБРа) (рис. 12.18). Здесь залежи морских пластовых бокситов накопились в прибрежной эрозионно-карстовой котловине морского рифа во время раннеэфельского ( $D_2ef^1$ ) континентального перерыва и связаны с формацией терригенно-карбонатных пород. В условиях диа- катагенеза первичные бокситы преобразовались в диаспор-бемитовые.

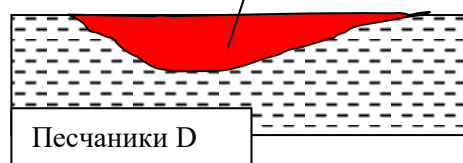
На Западном Урале в позднем девоне (франский век,  $D_3f$ ) сформировалась Пашийская группа проявлений бокситов и прибрежно-морских оолитовых красных железняков.



**Рис. 12.18.** Разрез месторождения Красная Шапочка СУБРа (схематизировано по Ю.Е. Кустову и др., 1998)

В каменноугольную эпоху одновременное накопление углей, бокситов и сидеритов на Восточно-Европейской платформе связано с кратковременной регрессией в раннем карбоне на фоне господствующей инундационной обстановки территории. В визейское время накопилась континентальная песчано-глинистая угленосная формация, продуктивная в отношении речных лентообразных залежей бокситов Тихвинского рудного района (Ленинградская, Архангельская области) (рис. 12.19).

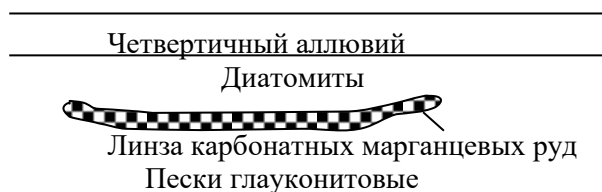
Бокситы в аллювиальных отложениях C<sub>1v</sub> tl



**Рис. 12.19.** Разрез залежи бокситов Тихвинского района

Крупное железнакопление произошло в юрскую эпоху, когда на территории Европейского континента от Франции до Пермского края России накапливались железные руды. Это бурые железняки Лотарингского и сидериты Вятско-Камского (Ибламинов, Лебедев, 1995) бассейнов.

Среднеюрский (J<sub>2</sub>) Лотарингский бассейн занимает часть территорий Франции, Германии, Бельгии, Люксембурга – 1100 км<sup>2</sup>. Оолитовые бурые железняки отложились в прибрежно-морских обстановках шельфа спредингового режима. Рудная толща представляет собой серию до 9 пластов мощностью 10–60 м (в мульдах). Отдельные пласты имеют мощность 1–13 м, протяженность 20–30 км. Ресурсы бассейна оцениваются в 15 млрд т при содержании железа 31–32%. Руды мелкооолитовые известковистые фосфорсодержащие, в составе гетит, шамозит, сидерит. Они получили название минетте по типичному месторождению.



**Рис. 12.20.** Разрез Ивдельского месторождения Северо-Уральского марганцевого бассейна, палеоцен (Pg<sub>1</sub>)

С палеогеновой эпохой связано образование месторождений марганца, в том числе Северо-Уральского палеоценового бассейна ( $Pg_1$ ) (рис. 12.20), Грузинского (рис. 12.21) и Южно-Украинского (рис. 12.22) олигоценовых ( $Pg_3$ ).

Пласт оолитовых оксидных марганцевых руд

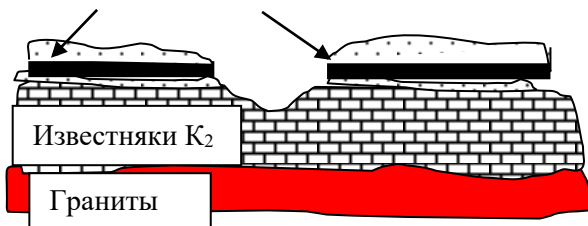
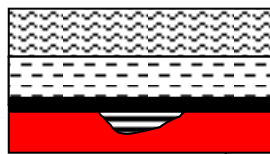


Рис. 12.21. Разрез месторождения Чиатури (Грузинский марганцевый бассейн, нижний олигоцен,  $Pg_3^1$ )



Пески, глины ( $N_2-Q$ )  
Глины олигоцена ( $Pg_3^2$ )  
Пласт конкреционных руд  
Глины каолиновые

Гранитогайсы фундамента

Рис. 12.22. Разрез Южно-Украинского марганцевого бассейна (верхний олигоцен,  $Pg_3^2$ )

В олигоцене ( $Pg_3$ ) в обстановке плитного режима молодой эпигерцинской платформы в основании осадочного чехла накопились континентальные речные руды Лисаковского месторождения оолитовых бурых железняков (Казахстан). Оруденение прослежено в долине реки Палеотобол на расстоянии до 100 км при ширине полосы 1 – 8 км (рис. 12.23).



Глины эоцена ( $Pg_2$ ) – нижнего олигоцена ( $Pg_3$ )

Рис. 12.23. План и разрез залежи оолитовых железных руд (черное) Лисаковского месторождения в песчаниках аллювия (олигоцен,  $Pg_3$ )

К концу неогена (заклийский ярус плиоцена,  $N_2$ ) сформировался Керченский бассейн, оолитовые бурожелезняковые руды которого сконцентрированы в мульдах (рис. 16.4).

**Металлоносные черные сланцы** – углеродсодержащие глинистые, известковистые, кремнистые тонкозернистые породы – в последние годы привлекают особое внимание геологов. С ними связывают крупные концентрации золота, платины, урана и других металлов. Первичное накопление металлов обусловлено, как уже указывалось, способностью тонкодисперсных частиц, в том числе углеродистых, сорбировать металлы с большими радиусами ионов и накапливать их в тонкодисперсном осадке. Другая причина концентрации металлов – восстановительный геохимический барьер, который создают органические вещества.

А. Митчелл и М. Гарсон (1984) полагают, что чёрные сланцы образуются в морских аноокисных бассейнах краевых частей платформ в шельфовой обстановке спредингового режима либо в трансгрессивной обстановке. Обычно промышленное оруденение бывает связано с мобилизацией вещества сланцев под действием интрузий гранитоидов (см. раздел «Гидро-

термальные плутоногенные месторождения») или с метаморфизмом. В частности, исследуя одно из крупнейших месторождений золота Сухой Лог, Large et al. (2007) отмечают, что минерализация в органогенных пиритизированных черных сланцах и алевролитах происходила первоначально в процессе седиментогенеза и раннего диагенеза, когда золото концентрировалось в пирите. Поздний диагенез и метаморфизм привели к выделению самородного золота и теллуридов золота в поздних генерациях пирита и пирит-кварцевых прожилках.

Часть месторождений в черносланцевых толщах формируется в бассейнах рифтогенных обстановок (Sawkins, 1990). К их числу относятся месторождения меди в битуминозных серых сланцах Польши и Германии (рис. 12.24).


Возраст	Колонка литологическая	Описание	
P <sub>2</sub>	A A A A A	Ангидриты, соли	
	/ / / / / / /	Доломиты	
	~ ~ ~ ~ ~ ~ ~	Мергели	
		Битуминозные серо-черные сланцы	Вверху 30 см: руды Pb, Zn Внизу 20 см: руды Cu
P <sub>1</sub>	. . . . .	Песчаники, конгломераты	

Рис. 12.24. Разрез пермских отложений Мансфельдской мульды

Сланцы Мансфельдской мульды мощностью 0,5 м обогащены сульфидами меди, свинца, цинка, содержание которых достигает 10 %. В рудах повышены содержания Au, Ag, Ni, Co, Mo. Рудный пласт залегает в основании цехштейна верхней перми. Его нижняя часть обогащена медью, а верхняя – полиметаллами. Р. Осика (1988) пишет, что цехштейновые медно-рудные месторождения относятся к осадочно-эксталяционному типу. Эманации поступали на дно бассейна в период седиментогенеза. Наличие эманаций связывается с присутствием эффузивных пород в разрезе нижней перми, поэтому подобные месторождения следует относить к гидротермально-осадочному классу. Таким образом, большинство месторождений полезных ископаемых, связанных с черносланцевыми толщами, являются полигенетическими.

\*       \*

\*

Среди диагенетических существуют оксидные и восстановленные руды. Оксидный диагенез преобладает на начальном этапе стадии диагенеза и обусловлен существованием окислительной обстановки. Для них характерно образование стяжений, бобовин, конкреций, сохранение оолитовых структур оксидных, гидроксидных минералов. Типичны марганцевые руды Никопольского, Чиатурского месторождений.

На позднем этапе диагенеза окислительная обстановка сменяется восстановительной, происходит карбонатизация оксидных руд. Возникают псевдоморфозы родохрозитовых руд по оолитовым псиломелановым. В черносланцевых толщах образуется сульфидная, чаще пиритовая минерализация (см. табл. 12.9).

## 12.4. Месторождения класса биохимических осадков

Своеобразие минерации месторождений биохимического класса определяется интенсивностью распространения живого вещества в пространстве и во времени. В течение первых 4 млрд лет существования Земли жизнь оставалась крайне примитивной. Около 600 млн лет назад последовал первый большой взрыв органической жизни (эдикарская фауна). В силуре (440 млн лет назад) растительные организмы, существовавшие ранее только в морских условиях, появляются на суше. В результате развития наземной растительности и её широкого распространения начинают формироваться месторождения ископаемых углей.



Развитие органического мира не было непрерывным. К числу наиболее крупных относятся перерывы в конце ордовика, в позднем девоне, на границе перми и триаса, в конце триаса, на границе мела и палеогена, в конце эоцена, на границе плейстоцена – голоцена.

Прерывистость в развитии органического мира обусловила прерывистость в накоплении органогенных месторождений полезных ископаемых. Большое влияние на интенсивность накопления живого вещества оказывал климат. К климатическим поясам земного шара, благоприятным для широкого развития растительности, относятся экваториальный пояс и отделенные от него аридными поясами два умеренных гумидных пояса (см. рис. 11.1).

Биохимические месторождения связаны с накоплением отмершего живого вещества или продуктов его преобразования. Осадконакопление живого вещества происходит на биологических барьерах, а накопление продуктов преобразования живого вещества – на геохимических барьерах, обуславливающих концентрацию химических элементов.

В соответствии с различным происхождением концентраций полезных ископаемых месторождения биохимического класса делятся на два подкласса: биогенный и собственно биохимический.

#### 12.4.1. Месторождения биогенного подкласса

Биогенные полезные ископаемые в процессе седиментогенеза накапливаются на биологических барьерах – местах массовой гибели животных или растительных организмов. После этого они подвергаются диа- и катагенезу с образованием новых полезных ископаемых (табл. 12.10).

**Таблица 12.10.** Генетические ряды и типы месторождений биогенного подкласса

Ряд	Генетический тип	Пример
Седиментогенетический	Ракушечниковый	Крымские месторождения
	Сапропелевый	Тойно, Пермский край
	Гуано	Месторождения Перу
Диагенетический	Органогенных известняков	Шарашинское
	Мела	Вольское, Саратовская обл.
	Диатомита, опоки, трепела	Поволжье
	Ракушечниковых фосфоритов	Кингисеппское, Ленинградская обл.
	Желваковых фосфоритов	Вятско-Камское
	Торфа	Большое Камское
	Бурого угля марки Б <sub>1</sub>	Подмосковный бассейн
Катагенетический	Бурого угля марок Б <sub>2</sub> и Б <sub>3</sub>	Подмосковный бассейн
	Каменного угля, антрацита	Донецкий бассейн
	Горючих сланцев	Прибалтийский бассейн

##### 12.4.1.1. Седиментогенетический ряд (ракушечник, гуано, сапропель)

Ряд представлен современными отложениями остатков животных или растительных организмов. Положение месторождений контролируется распространением живых организмов, которое в свою очередь зависит от климатической зональности. Наиболее благоприятны для биогенного седиментогенеза влажные экваториальный и умеренные пояса, в которых осуществляется гумидный литогенез.

Для накопления органогенных осадков характерны тектонические обстановки шельфа окраин континентов, внутренних морей (Каспийское, Черное). Континентальные обстановки суши благоприятны для накопления растительных остатков в виде сапропеля (месторождения Пермского края, Тюменской области) (табл. 12.11).

**Таблица 12.11.** Стадии и этапы литогенеза и соответствующие им фазы и зоны углеобразования в земной коре

Подразделения литогенеза				Глубина, км	Темпе- ратура, °C	Продукт термокатализа вещества	Града- ции
Стадия	Этап	Подэтап	Фаза (зона)				
Седиментогенез	Мобилизация вещества		Синтеза живого вещества	0,0	0-20	Растения→ цел- люлоза→ лигнин	МВ
	Перенос		Перемещения вещества	0,0	0-20	То же	ПВ
	Осад- конакопление		Концентрации и гумификации	0,0-0,02	0-20	Гумус, сапропель	ОН
Диагенез	Ранний		Торфообразова- ния	0,001-0,02	4-10	Торф	ДГ*
	Поздний		Ранняя буроугольная	0,02-0,15	10-20	Бурый уголь мар- ки <b>Б<sub>1</sub></b> (мягкий)	<b>ПК<sub>1</sub></b>
Катагенез	Протока- тагенез		Поздняя буроугольная	0,15-0,5 – 1,5-2,0	20-50	Бурый уголь марок <b>Б<sub>2</sub></b> (мато- вый), <b>Б<sub>3</sub></b> (блестя- щий)	<b>ПК<sub>2</sub></b> <b>ПК<sub>3</sub></b>
		Мезокатагенез	Ранний	Каменноуголь- ная	1,5-2,5	50-90	Каменный уголь марок Д (длинно- пламенный)
	Средний		2,5-4		90-135	Г (газовый)	<b>МК<sub>2</sub></b>
	Поздний		4-6		135-200	<b>Ж</b> (жирный) <b>К</b> (коксовый) <b>ОС</b> (отощенно- спекающийся)	<b>МК<sub>3</sub></b> <b>МК<sub>4</sub></b> <b>МК<sub>5</sub></b>
							Апоката- тагенез
	Антрацито- образования	<b>А</b> (антрацит)	<b>АК<sub>3</sub></b> <b>АК<sub>4</sub></b>				
	Метамор- физм	Ранний				Более 250	Графит

\*Примечание. Жирным шрифтом выделены градации по Н.Б. Вассоевичу (градация **ПК<sub>1</sub>** им относится к начальному этапу протокатагенеза).

Среди *зоогенных образований* наиболее широко распространены скопления ракушечника у побережий морей, где отмирание морских организмов связано с действием прилива, а механизм накопления аналогичен механизму накопления прибрежно-морских осадков. Промышленные концентрации известковых раковин известны вдоль побережий Каспийского, Чёрного и других морей. В холодных морях и пресноводных озерах накапливаются остатки радиолярий, диатомовых водорослей, приводящие к образованию месторождений кремнистой диатомовой породы.

К зоогенным относятся скопления гуано – экскрементов крупных колоний птиц, накапливающиеся в условиях аридного климата. Месторождения известны в Перу.

*Фитогенные полезные ископаемые* накапливаются в прибрежных лагунах или континентальных озерах. Они представлены скоплениями сапропеля – осадка отмершего планктона (см. табл. 12.11).

Сапропель (от греч *σαπρός* – гнилой и *πηλός* – грязь, ил) – илистый осадок озёр, богатых планктоном, состоящий из органических и минеральных веществ. Для использования

сапропеля в качестве удобрения содержание органического вещества в нём должно превышать 15%. Органическое вещество состоит из гуминовых веществ и битумов. Большая часть его образуется за счет разложения фитопланктона, меньшая – зоопланктона. Минеральные вещества поступают с поверхности суши. Они имеют мелкие размеры частиц: преобладает глинистая фракция, состоящая из монтмориллонита, гидрохлорита. В осадке могут быть и аутигенные минералы, такие как кальцит, лимонит, сидерит и др. По данным Н.А. Даровских и А.И. Кудряшова (2006), в балансе запасов в Пермском крае учтены 6 месторождений. Месторождение Тойно – самое крупное в крае – имеет запасы категории С<sub>2</sub> 2416 тыс. т. Средняя мощность полезной толщи составляет 6,5 м.

#### 12.4.1.2. Диагенетический ряд (известняки, фосфориты, торф, бурый уголь)

Ряд объединяет месторождения, органогенные отложения которых прошли стадию диагенеза, и представлен ископаемыми месторождениями (табл. 12.12).

**Таблица 12.12.** Седиментогенные осадки и продукты их диагенетических преобразований

Седиментогенные образования	Диагенетическое полезное ископаемое
Ракушечник известковый пеллециподовый	Органогенный известняк
Ракушечник известковый фораминиферовый	Мел
Ракушечник кремнистый	Диатомит, опока, трепел
Ракушечник известковый	Ракушечниковые фосфориты
Ракушечник известковый	Желваковые фосфориты
Гуано	Фосфоритовая порода
Сапропель	Торф
Торф	Бурый уголь марки Б <sub>1</sub>

**Региональное геологическое положение** месторождений определяется литологическим, тектоническим и стратиграфическим факторами.

1. Литологический фактор отражает связь месторождений с формациями осадочных пород, содержащих в своём составе органогенные образования. Это формации:

- карбонатных пород с месторождениями органогенных известняков и мела,
- кремнистых пород с месторождениями опок и трепелов.
- кварцево-песчаные (глауконитовые) с месторождениями фосфоритов,
- терригенные песчано-глинистые с месторождениями бурых углей,
- континентальные терригенные с залежами торфа.

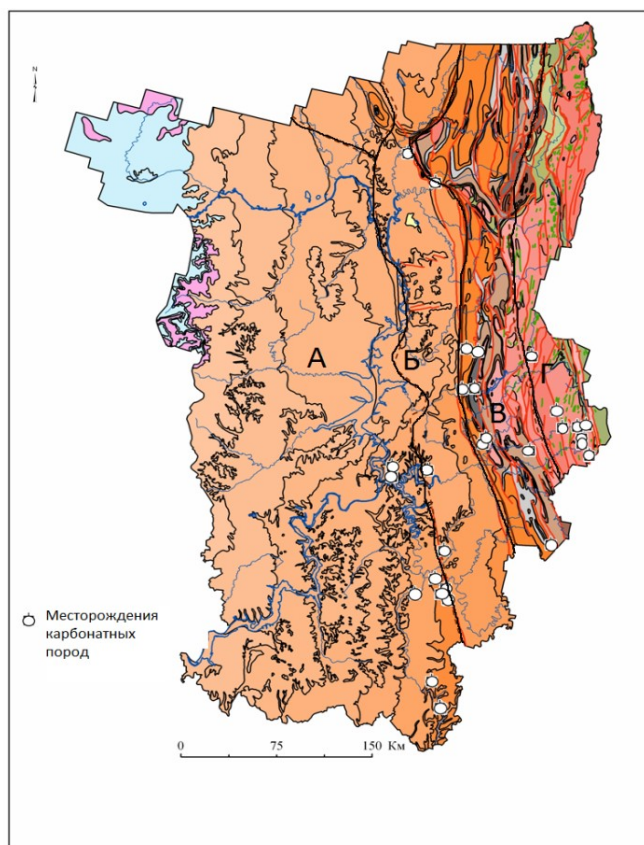
2. Тектонический фактор указывает на приуроченность месторождений к отрицательным структурам платформ, где более всего распространены диагенетические месторождения.

3. Важную роль в размещении месторождений играет стратиграфический фактор. Большинство диагенетических полезных ископаемых приурочены к горизонтам осадочных пород кайнозоя и мезозоя, залегающих на относительно небольшой глубине.

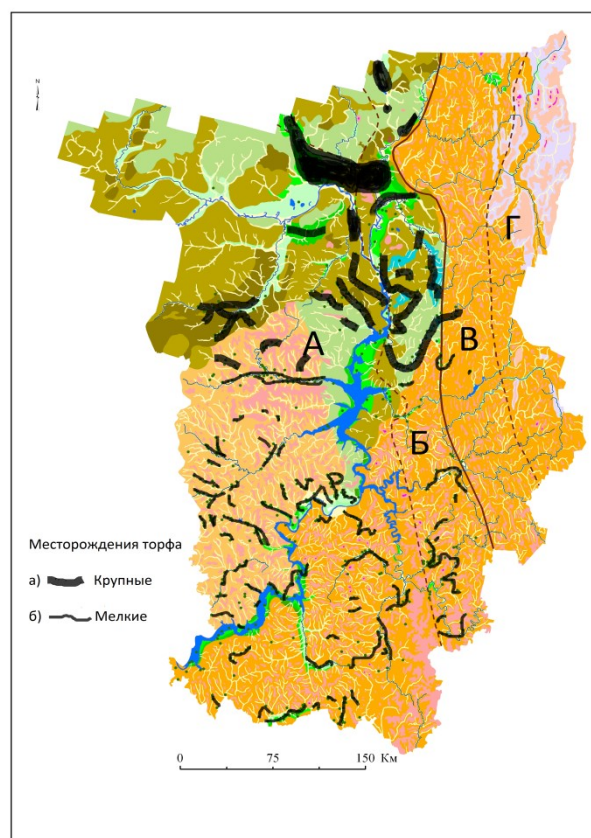
Форма залегания тел полезных ископаемых определяется условиями, в которых происходил седиментогенез. Это либо пластовые тела, образовавшиеся в прибрежно-морских условиях, либо лизовидные тела озерного, болотного происхождения.

Диагенетические преобразования седиментогенных концентраций органогенного вещества приводят к образованию новых полезных ископаемых. Они сводятся к цементации первичного осадка с небольшими химическими изменениями, его перекристаллизации, что характерно для месторождений органогенных известняков и кремнистых пород, либо приводят к изменению его вещественного состава (см. табл. 12.12).

**Месторождения органогенных известняков** контролируются перечисленными для седиментогенетических месторождений климатическими и тектоническими факторами. При прогнозировании месторождений учитываются их размещение в геологическом времени и современные геолого-геоморфологических условия. Так, например, на территории Пермского края разрабатываются залежи органогенных известняков каменноугольного и пермского периодов, которые выходят на поверхность на западном склоне Урала, характер складчатости которого обеспечивает субмеридиональное размещение месторождений (рис. 12.25).



**Рис. 12.25.** Распределение месторождений известняков по территории Пермского края



**Рис. 12.26.** Распределение месторождений торфа по территории Пермского края

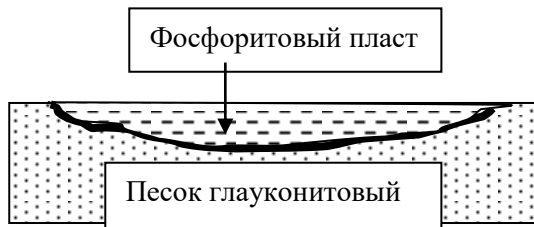
Минерагенические области: Камская (А), Предуральская (Б), Западно-Уральская (В) и Центрально-Уральская (Г) (Алванян, 2010)

**Биогенные фосфориты** образуются в результате диагенетических преобразований остатков морских животных организмов в мелководных бассейнах в виде стяжений и псевдоморфоз по органическим остаткам. Организмы содержали значительное количество фосфора, который при диагенезе в условиях щелочной среды в присутствии аммония соединялся с кальцием раковин и выпадал в виде фосфата кальция. Фосфат кальция весьма трудно растворимое в воде соединение. Он в виде фосфорита образовывал стяжения, желваки и зооморфозы по раковинам. Фосфорит обычно представлен карбонатапатитом. На территории России бассейны биогенных месторождений фосфоритов сформировались в начале палеозоя и в середине мезозоя в платформенной обстановке краевых и внутренних бассейнов.

В условиях краевого бассейна в раннем ордовике (О<sub>1т</sub> – тремадокский ярус) образовался крупный *Прибалтийский бассейн ракушечниковых фосфоритов* (Кингисеппское месторождение). Фосфоритовый пласт залегает в основании трансгрессивной толщи на породах кембрия. Он сложен конгломератом из фосфатного оболочкового ракушечника и вышележащими песками, песчаниками и алевролитами с фосфатными ракушками и их детритом.

К отложениям верхней юры – нижнего мела относятся пластовые залежи желваковых диагенетических фосфоритов *Егорьевского месторождения* в Подмосковье.

В раннем мелу образовался *Вятско-Камский бассейн ракушечниковых и конкреционных фосфоритов*, расположенный на территории Кировской области. Фосфоритовый пласт мощностью 0,8 м залегает среди кварцевых глауконитовых песков мелового возраста (рис. 12.27). Полагают, что первичная концентрация живого вещества образовалась на месте массовой гибели морских организмов, произошедшей на стыке теплого и холодного течений (на биологическом барьере).



**Рис. 12.27.** Разрез Вятско-Камского бассейна, в котором фосфоритовый пласт мощностью 0,5 – 1,7 м залегает среди глауконитовых песков и перекрывается глинами

**Месторождения торфа.** Ранний диагенез растительных осадков континента приводит к образованию торфа, который затем в результате позднедиагенетических процессов превращается в бурый уголь (см. табл. 12.11).

*Торф* – полезное ископаемое растительного происхождения. Содержание органических веществ в абсолютно сухой массе торфа по требованиям кондиций должно быть не менее 50%. Первоначально торф применялся главным образом как топливо. Однако с конца 60-х гг. основным потребителем торфа стало сельское хозяйство: он применяется в качестве подстилки для скота и органического удобрения. Из торфа при его термохимической обработке можно получать воск, органические вещества, при биохимической обработке – кормовые дрожжи, при термическом разложении – горючий газ, кокс, смолу.

Месторождения торфа широко распространены в лесной таежной болотистой зоне. В Пермском крае насчитывается 147 месторождений с суммарными запасами в 526 млн т (рис. 12.26). Торфяные месторождения края входят в состав Верхнекамского торфяно-болотного района Вятско-Камской области Европейской торфяной провинции. Средний размер залежей торфа в крае составляет около 50 га при мощности 2,5 м. Наиболее крупным в крае и в Европе является Большое Камское месторождение с запасами торфа категории С<sub>2</sub> 321,2 млн т, расположенное на севере региона. Торфяные месторождения приурочены к аллювиальным и озерно-болотным отложениям современного звена четвертичной системы. Они тяготеют к депрессиям рельефа и долинам крупных рек.

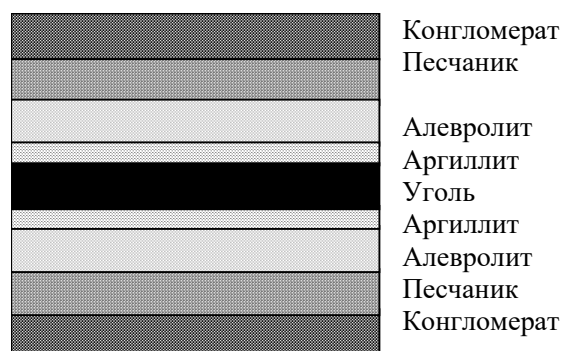
По составу исходного материала торф относится к осоковым, древесно-осоковым, осоково-сфагновым, древесным, гипсово-осоковым, травяно-осоковым и сфагново-тростниковым разностям. По условиям образования различают верховые и низинные торфяники. Верховые торфяники питаются атмосферными осадками. Они имеют низкое содержание минеральных примесей, в их составе преобладают продукты разложения сфагноума и сосны. Низинные торфяники питаются грунтовыми и речными водами. Они отличаются повышенным содержанием минеральных веществ и сложены в основном остатками зеленых мхов и листовенных растений.

На территории Пермского края отчетливо проявляется влияние климата и геоморфологического фактора на распределение раннедиагенетических месторождений торфа. Высокая концентрация месторождений с крупными запасами характерна для северных районов края, где расположено крупнейшее в Европе Большое Камское месторождение. В южных, более засушливых районах, больших залежей торфа значительно меньше (см. рис. 12. 27).

**Бурый уголь** – твердое горючее полезное ископаемое растительного происхождения, образовавшееся в результате позднего диагенеза торфа. По первичному растительному веществу угли бывают гумусовые и сапропелевые, по месту его захоронения – автохтонные и аллохтонные, а по условиям образования – прибрежно-морские (паралические) и озерные (лимнические). В термодинамических условиях позднего диагенеза образуется бурый уголь марки Б<sub>1</sub> (мягкий) (см. табл. 12.10).

Положение *месторождений угля*, как и других осадочных полезных ископаемых, определяется тремя главными факторами: литологическим, тектоническим и стратиграфическим.

**Литологический фактор** обусловлен приуроченностью месторождений к угленосным формациям горных пород, состоящим обычно из чередующихся толщ терригенных пород. Для них характерно цикличное строение, при котором пласты угля бывают приурочены к наиболее тонкозернистым литологическим разновидностям пород (рис. 12.28). В пределах формации может быть несколько циклов, которые указывают на колебания уровня бассейна осадконакопления.



**Рис. 12.28.** Циклическая смена крупнообломочных пород мелкообломочными и углями

**Тектонический фактор** складывается из глобальной и региональной геодинамики. Строение и состав угольных бассейнов зависят от тектонических условий их формирования (табл. 12.13).

**Таблица 12.13.** Обобщенная характеристика угольных бассейнов

Характеристика	Бассейны	
	складчатых областей (геосинклиналей)	платформенных областей
Условия осадконакопления	Прибрежно-морские (лагунные, дельтовые)	Континентальные (озёрные, болотные, речные)
Мощность угленосных отложений	Большая (до $n$ 10 км)	Малая ( $n$ 0,1 – $n$ 1 км)
Количество пластов угля	Большое ( $n$ 10 – $n$ 100 шт.)	Малое ( $n$ 1 шт.)
Мощность пластов угля	Малая ( $n$ 1 м)	Большая ( $n$ 10 м)
Дислоцированность пластов	Большая	Незначительная
Качество угля	Каменные угли, антрациты	Бурые угли
Примеры	Аппалачский, Астурийский, Донецкий, Кузнецкий, Печорский, Карагандинский	Подмосковный, Тунгусский, Канско-Ачинский, Южно- Якутский

Буроугольные бассейны формируются в плитной обстановке платформенных режимов. Они приурочены к синеклизам платформ. Типичным является Подмосковный буроугольный бассейн, приуроченный к отложениям тульского горизонта карбона. Месторождения бурого угля распространены в осадочном чехле древних и молодых платформ. Они характеризуются малым количеством пластов бурого угля (2-4), их относительно большой мощностью, достигающей первых десятков метров.

В распределении угольных бассейнов по геологическому возрасту П.И. Степанов еще в 1932 г. выявил цикличность. Установлены 3 главные эпохи углеобразования:

- позднекарбоново-раннепермская,
- позднеюрско-раннемеловая,
- позднемеловая-ранненеогеновая (рис. 12.29).

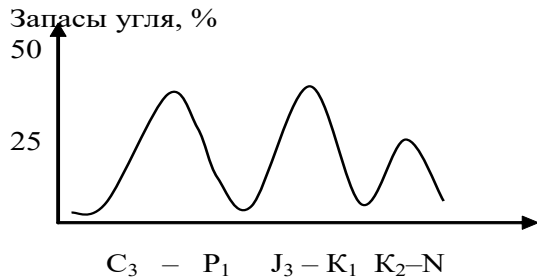


Рис. 12.29. Главные эпохи угленакопления

#### 12.4.1.3. Катагенетический ряд (каменный уголь, горючие сланцы)

**Каменный уголь.** В условиях катагенеза происходит дальнейшее преобразование биогенных осадков. Среди катагенетических биогенных полезных ископаемых особенно важную потребительскую роль играют бурый уголь высоких марок, каменный уголь и антрацит, потребительские свойства которых существенно отличаются от диагенетических углей. Общая схема последовательности преобразования растительного вещества в процессе литогенеза была приведена в табл. 12.11. В ней указаны фазы преобразования вещества и соответствующие им зоны средних глубин земной коры.

Катагенетические месторождения бурых углей высоких марок характерны для глубоких горизонтов платформенных месторождений, а каменных углей и антрацитов – для терригенных формаций складчатых областей. Последние отличаются большим (до 100) количеством пластов угля, имеющих небольшую мощность, достигающую первых единиц метров (см. табл. 12.13).

**Палеозойские угольные бассейны** в современных координатах расположены преимущественно в Северном полушарии и большинство из них имеет каменноугольный и пермский возрасты. Многие характеризуются высоким качеством каменных углей благодаря приуроченности к герцинским складчатым областям, их передовым и межгорным прогибам. Буроугольные бассейны формируются в плитной обстановке платформенных режимов (табл. 12.14). Формированию угольных бассейнов способствовала начавшаяся в силуре экспансия растительности на суше. Она продолжалась в девоне и достигла максимума к началу пермского периода.

Глобальная геодинамика обеспечила попадание в экваториальный климатический пояс Лавразийской части Пангеи. Одновременно она создала условия для действия региональной геодинамики, которая привела к образованию депрессий, необходимых для существования угленосных бассейнов в виде передовых прогибов герцинских складчатых областей и синеклизных впадин на платформах.

Угленакопление в палеозойских бассейнах Северной Америки началось в раннем карбоне на платформе в условиях впадин плитного периколлизионного режима, а затем распространилось в Преаппалачский прогиб в связи с коллизией в Аппалачах.

В Западной Европе угленосные бассейны формировались во впадинах передовых и межгорных прогибов закрывающихся герцинид в полосе от Франции до Словакии.

В Восточной Европе угленосные формации получили широкое распространение в раннем карбоне. В связи с визейской субдукцией в Уральском палеоокеане произошла регрессия моря и угленакопление распространилось по всей Восточно-Европейской платформе. В её западной части оно локализовалось в Львовско-Волынском и Днепровско-Донецком бассейнах рифтогенного типа. Восточнее, от Подмосковного бассейна до Пермского, оно заняло практически весь Волго-Уральский синеклизный бассейн, до окраины Палеоуральского океана



Таблица 12.14. Крупные угольные бассейны герцинского цикла

Период, эпоха	Геодинамические условия	Бассейн	Палеотектоническая			Особенности угленосности бассейнов
			группа	режим	обстановка	
Карбон – пермь (C <sub>3</sub> -P <sub>1</sub> )	Начало закрытия Палеотетиса	<b>Аппалачский, США</b>	Океаническая	Коллизионный	Передового прогиба герцинид	Паралическая угленосная моласса. Уголь каменный и антрациты, 80 пластов
Нижний - средний карбон (C <sub>1-2</sub> )	Закрытие герцинид, формирование Лавразии	<b>Нижнерейнско-Вестфальский</b> (Рурский), Германия	Океаническая (Зап. Европа)	Коллизионный	Передового прогиба Европейских герцинид	Паралическая угленосная формация Уголь каменный коксующийся, антрацит, 40 пластов
Карбон (C <sub>2-3</sub> )		<b>Саарско-Лотарингский</b> , Франция, Германия	Океаническая (Зап. Европа)	Коллизионный	Межгорной впадины герцинид	Лимническая моласса Уголь каменный коксующийся, до 100 пластов
Карбон C <sub>3</sub>		<b>Зонгулдакский</b> , Турция	Океаническая (Зап. Европа)	Коллизионный	Герцинского массива	Уголь каменный, 26 пластов
Карбон (C <sub>1v</sub> - C <sub>3</sub> )	Субдукция в Уральском палеоокеане	<b>Донецкий</b> , Россия, Украина	Платформенная (Вост. Европа)	Герцинской активизации	Авлакогенового прогиба	Уголь каменный, антрацит, 300 пластов
Карбон (C <sub>1v</sub> )		<b>Подмосковный</b> , Россия	Платформенная	Плитный	Синеклизная плитная	Уголь бурый, 4 пласта
Карбон, юра (C <sub>1v</sub> , C <sub>2-3</sub> , J <sub>1-2</sub> ),	Начало закрытия Уральского палеоокеана	<b>Карагандинский</b> , Казахстан	Эпикалед платформ (Зап. Казахстан)	Плитный периколлизационно-субдукционный	Синеклизная трансгрессивно-регрессивная	Лимническая угленосная формация: карбон - уголь каменный, 30 пластов; юра - уголь бурый, 5 пластов
Карбон, пермь, юра (C <sub>1v</sub> - P <sub>3</sub> , J),		<b>Кузнецкий</b> , Кемеровская, Новосибирская обл., Россия	Океаническая (Сибирь)	Коллизионный	Краевого прогиба эпигерцинского	Уголь каменный коксующийся и бурый, 126 пластов
Карбон, пермь (C - P, J, E),		<b>Тунгусский</b> , Россия	Платформенная (Сибирская)	Плитный и плитной активизации	Синеклизная	Лимнические угли, карбон-пермь: бурые, каменные и антрациты, 20 пластов; юрские и палеогеновые – бурые
Пермь (P <sub>1-3</sub> )	Закрытие Уральского палеоокеана	<b>Печорский</b> , Республика Коми, Архангельская обл., Россия	Платформенно-океаническая (Вост. Европа, Урал)	Коллизионный	Передового прогиба герцинид (Предуралья)	Уголь каменный, меньше бурого, антрацит, 25 пластов
Пермь (P)	Формирование Пангеи,	<b>Великой Китайской равнины</b> , Китай	Платформенная	Плитный	Сино-Корейской платформы	Паралические и лимнические антрациты, каменный уголь
Пермь (P)	герцинская коллизия	<b>Дамодарский</b> , Индия	Платформенная	Плитной активизации	Впадины грабенообразной	Каменный, 40 пластов Дайки габбро
Триас, юра (T, J)	Распад Пангеи	<b>Челябинский</b>	Молодой платформы	Активизации	Рифтовая	Уголь бурый

В пермокарбоне центр суперконтинента Пангея располагался в приэкваториальной зоне. Угленакопление происходило в трех поясах: Северном умеренном – Тунгусский бассейн, Экваториальном – бассейны Америки, Европы, Китая, и Южном умеренном – бассейны ЮАР, Австралии.

*Мезозойские угольные бассейны.* С процессами глобального спрединга связано образование угольных бассейнов юрского и мелового периодов (табл. 12.15).

Южное обрамление Сибирской платформы располагалось в условиях умеренного гумидного климата, что способствовало новому всплеску распространения здесь растительности. Угленакопление происходило во впадинных бассейнах, которые образовались в юрское время благодаря субдукции Монголо-Охотского сегмента Палеоазиатского океана к северу (Халин, Лимонов, 2004). Океан отделял Сибирскую платформу от Китайской.

Развитие Ленского бассейна связано с формированием краевого прогиба мезозойского Северовостока России.

**Таблица 12.15.** Крупные угольные бассейны киммерийского цикла

Период, эпоха	Геодинамические условия	Бассейн	Палеотектонические			Особенности угленосности бассейнов
			группа обстановок	режим	обстановка	
Юра (J)	Субдукция в Монголо-Охотском океане	<b>Канско-Ачинский</b> , Красноярский край, Кемеровская и Иркутская обл.	Платформенная (Сибирская)	Плитный перисубдукционный	Синеклизная (впадинная)	Уголь бурый, 15 пластов
Юра (J)		<b>Иркутский</b> , Иркутская обл.				Уголь каменный, бурый, 25 пластов
Верхняя юра, мел (J <sub>3</sub> -K)		<b>Южно-Якутский</b> , Якутия				Уголь каменный
Юра, мел, неоген (J, K, N)	Киммерийский, раскрытие Пацифики	<b>Ленский</b> , Якутия, Красноярский край, Россия	Платформенно-океаническая	Периколлизийный, коллизийный	Виллюйской синеклизы, прогиба мезозойского	Уголь бурый и каменный
Юра (J)	Раскрытие Неотетиса	<b>Ангренское месторождение</b> , Узбекистан	Платформенная эпигерцинская	Плитной активизации	Межгорной впадины молодой платформы	Уголь бурый

*Кайнозойские угольные бассейны.* Более молодые бассейны палеогенового и неогенового периодов тяготеют к коллизийным зонам альпид (табл. 12.16). В начале кайнозоя в палеогене угленакопление продолжалось в умеренных гумидных зонах. В бассейнах палеогена и неогена преобладают бурые угли. Они расположены на территории Германии, Канады, Австралии, Китая. На Северо-Американском континенте угленакопление происходило в предгорных впадинах Скалистых гор, претерпевших ларамийскую фазу складчатости на границе мела и палеогена (табл. 12.16). В Австралии и Европе уголь накапливался в платформенных бассейнах в условиях умеренного климата. Экваториальные условия характерны для южноамериканского Алта-Амазонского бассейна. В России кайнозойский возраст имеют угли верхней части разреза Ленского бассейна и каменно-буроугольного бассейна о-ва Сахалин.

Таблица 12.16. Крупные угольные бассейны альтийского цикла

Период, эпоха	Геодинамические условия	Бассейн	Палеотектонические			Характеристика угля
			группа	режим	обстановка	
Мел, палеоген (К, Е)	Ларамийская фаза складчатости. Раскрытие Атлантики	Альберта, Канада (Саскачеван)	Платформенно-океаническая	Периколлизионный	Передового прогиба Скалистых гор (платформенно-прогибная)	На платформе уголь бурый, в складчатой области - каменный и антрациты
Палеоген (Е)		Форт-Юнион, США		Периколлизионный		Уголь бурый, меньше каменного
Олигоцен-миоцен (Е <sub>3</sub> , N <sub>1</sub> )	Коллизия Гондваны и Евразии, закрытие Неотетиса	Анатолийский, Турция	Молодой платформенной	Плитный	Синеклизная	Уголь бурый
Неоген (N)		Нижнерейнский, ФРГ	Платформенная	Плитный	Синеклизная	Уголь бурый
Неоген (N)	Коллизия Гондваны и Евразии	Алта-Амазоны, Бразилия	Платформенная	Плитный	Гребена в кристаллическом фундаменте	Уголь бурый

На территории России при движении с запада на восток благодаря переходу от Донецкого авлакогена через Русскую плиту и Уральскую герцинскую складчатую область к Сибирской платформе и киммеридам Северо-Востока и далее к альпидам о-ва Сахалин возраст угля бассейнов омолаживается от каменноугольного до неогенового (табл. 12.17).

Таблица 12.17. Смена возраста угленосных бассейнов при движении по территории России с запада на восток

Бассейн					
Донецкий	Печорский	Тунгусский	Канско-Ачинский	Ленский	Сахалинский
Возраст бассейна					
Карбон	Пермь	Карбон-пермь	Юра	Юра, мел, неоген	Палеоген-неоген
С	Р	С-Р	Ј	Ј, К, N	Е-N
Запад  Восток					

Таким образом, глобальное положение угленосных бассейнов обусловлено миграцией континентов и попаданием их в гумидные климатические пояса. Региональное положение определяется региональной тектоникой, обеспечивающей образование синеклизных и рифтогенных впадин на платформах и предгорных и межгорных прогибов в складчатых областях.

**Горючие сланцы** (пиробитуминозные) – глинистые, известковистые, кремнистые тонкослоистые осадочные породы, содержащие от 10 до 80 % органического вещества (керогена). Судя по тонкослоистой текстуре и микрозернистой структуре пород, вещество горючих сланцев накапливалось в донных осадках платформенных морей, однако сланцы встречаются и в океанических осадках складчатых областей. Источником органического вещества являлся преимущественно фитопланктон, меньше – зоопланктон, которые преобразовывались в

процессе диагенеза. Таким образом, большинство сланцев по источнику органики относятся к сапропелитам, реже встречаются гумосапропелиты.

Положение бассейнов горючих сланцев определяется главным образом региональной геодинамикой, создающей медленно погружающиеся платформенные впадины. Н.М. Страховым (1962) было показано, что в образовании сланцевых бассейнов климат не играет существенной роли, оно может происходить как в гумидных, так и в аридных климатических поясах. Поэтому бассейны распространены по всему возрастному интервалу – от позднего протерозоя до неогена.

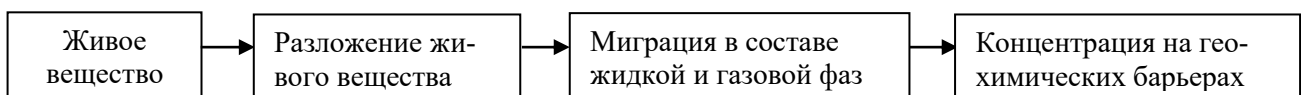
До недавнего времени горючие сланцы рассматривались только как источник твердого топлива и сырья для химической промышленности. Например, на территории Восточно-Европейской платформы разрабатывались Прибалтийский и Волжский бассейны. Прибалтийский бассейн расположен на окраине Русской плиты и занимает территорию Эстонии, а также Ленинградской, Псковской и Новгородской областей России. В бассейне наиболее продуктивен кукерский горизонт среднего ордовика ( $O_2$ ) мощностью 15–20 м. Он состоит из циклично переслаивающихся горючих, глинистых сланцев, известняков и мергелей.

В юго-восточной части Русской плиты расположен Волжский бассейн, в котором продуктивные горизонты относятся к верхней юре.

В последние годы интерес к сланцевым толщам возрос. Это связано с появлением технологии получения из них сланцевого газа на основе применения горизонтального бурения в пределах продуктивных пластов и их гидроразрыва. Технология получила широкое внедрение в США на крупнейшем сланцевом бассейне Грин Ривер (шт. Вайоминг, Юта, Колорадо) (Карасева, Назаров, 2010). Бассейн связан с эоценовой формацией озерного происхождения мощностью до 640 м, содержащей более 10 пластов горючих сланцев мощностью (самый большой) до 40 м.

#### 12.4.2. Месторождения собственно биохимического подкласса

Источником вещества полезных ископаемых подкласса являются живые организмы, они разлагаются, вещество в составе жидкой или газообразной фазы мигрирует и осаждается на геохимических барьерах. Концентрация полезных ископаемых происходит по следующей схеме (рис. 12.30).

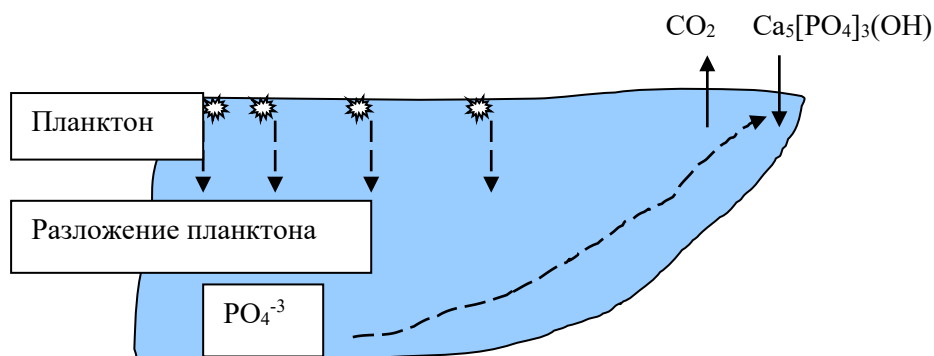


**Рис. 12.30.** Схема формирования полезных ископаемых собственно биохимического подкласса

Основными продуктами разложения живого вещества, переходящими во флюид, являются фосфорно-органические соединения и углеводороды. В морских бассейнах накопление фосфора происходит в связи с уменьшением парциального давления углекислоты при попадании глубинных вод на поверхность. Накопление жидких и газообразных углеводородов происходит на фильтрационном барьере. В результате собственно биохимический подкласс включает месторождения океанических фосфоритов, горючих газов, нефти, подземных вод, подвергшихся влиянию углеводородов.

##### 12.4.2.1. Седиментогенетический ряд (фосфориты)

Ряд представлен современными осадками фосфоритов на участках *апвеллинга* – восходящего движения вод в океане (рис. 12.31). Оно происходит, например, у западных побережий Южной Африки, Северной и Южной Америки (Митчелл, Гарсон, 1984).



**Рис. 12.31.** Образование месторождений микрозернистых (геосинклинальных) фосфоритов: накопление фосфора планктоном, его разложение, подъем вод, насыщенных фосфором, осаждение фосфата кальция (по А.В. Казакову, 1939)

Исследования морских побережий показали, что современные процессы апвеллинга наблюдаются в обстановках океанического спрединга. Примером могут служить восходящие морские течения и современные отложения фосфоритов у западного побережья Африки. Современное фосфоритообразование происходит в прибрежных океанических условиях в тропических широтах на мелководье, там, где привнос обломочного материала с суши незначителен. С апвеллингом связывают образование фосфоритовых конкреций – аутигенных стяжений на дне океана неправильной формы массой от долей грамма до 35–70 кг. В них содержание  $P_2O_5$  составляет 20–30%. Конкреции состоят из коллофана и франколита – карбонат-фторапатитов. Встречаются на шельфе Южной и Северной Америки на глубине от 100 до 1200 м (Геологический словарь, т.3, с.331).

#### 12.4.2.2. Диагенетический ряд (фосфоритовые бассейны, горючий газ)

**Фосфоритовые бассейны.** На долю микрозернистых фосфоритов приходится 90% мировых запасов фосфора (Ерёмин, 2007). Ископаемые бассейны тяготеют к зонам перехода от глубоководных кремнистых формаций к мелководным карбонатным, что свидетельствует об образовании фосфоритов в зонах апвеллинга. Наряду с литологическим существует также стратиграфический контроль размещения месторождений, с которым связано выделение трёх главных минерагенических эпох фосфоритонакопления:

- кембрийская (бассейн хр. Каратау в Казахстане),
- пермская (бассейн Фосфория, п-ов Флорида, США),
- палеогеновая (бассейн Северной Африки, месторождения Марокко, Алжира, Туниса).

По-видимому, это были эпохи повышенного содержания фосфора в раскрывающихся океанах. Не исключено, что часть фосфора попадала в морскую воду в результате вулканических процессов.

Пояса протягиваются вдоль складчатых областей на сотни километров при ширине в десятки километров. В пределах поясов выделяются фосфоритовые толщи мощностью до сотни метров, состоящие из десятка продуктивных пластов мощностью в единицы метров, чередующихся с пластами кремнистых пород. Пласты состоят из однородных мелкозернистых фосфоритов полосчатой текстуры и микроолитовой структуры, реже встречаются желваковые фосфориты.

А.В. Казаков (1939) предложил биохимическую гипотезу накопления фосфоритов, согласно которой источником фосфора являются морские планктонные организмы, гибель и погружение которых на глубины свыше 350 м приводит к их растворению и насыщению глубинных вод фосфором. При наличии прибрежных восходящих течений, когда глубинные холодные воды попадают в теплые поверхностные условия, происходит достаточно резкое падение парциального давления углекислого газа и вода становится пересыщенной ионом кальция и соответственно фосфатом, что приводит его к выпадению в осадок в виде фосфо-

рита (см. рис. 12.31). Таким образом, фосфоритообразование происходит на барическом геохимическом барьере, связанном с уменьшением парциального давления газов, растворенных в морской воде. Гипотеза А.В. Казакова подтверждается подводно-морскими исследованиями современного фосфоритонакопления.

**Диagenетический горючий газ** образуется в результате термokatализа органического вещества преимущественно морского происхождения при температурах диагенеза 10–20°C и на глубинах менее 150 м (табл. 12.18). При таких параметрах имеет место диagenетическая фаза газообразования, которая протекает в соответствующей зоне верхней части осадочного чехла земной коры. В результате, например, начал формироваться уникальный Западно-Сибирский газовый бассейн в северной части одноименной молодой платформы.

**Таблица 12.18.** Этапы и стадии литогенеза и соответствующие им фазы и зоны генерации нефтегазовых флюидов в земной коре (по О.К. Баженовой и др., 2004, с изменениями)

Подразделения литогенеза				Глубина, км	Температура, °C	Продукт термokatализа	Градации
Стадия	Этап	Подэтап	Фаза (зона)				
Седиментогенез	Мобилизации вещества		Синтеза живого вещества	0,0	0–20	Фито-, зоопланктон → гумус	МВ
	Переноса		Миграции вещества	0,0	0–20	Гумус	ПВ
	Осадконакопления		Концентрации и гумификации	0,0–0,02	0–20	Сапропель	ОН
Диагенез	Ранний		Торфообразования <i>Диagenетическая фаза газообразования</i>	0,001–0,02	4–10	Кероген <i>Сухой газ</i>	ДГ*
	Поздний		Углефикации	0,02–0,15	10–20		ПК <sub>1</sub>
Катагенез	Протокатагенез		<i>Протокатагенетическая фаза (зона) газообразования</i>	0,15–0,5 – 1,5–2,0	20–50	<i>Сухой газ</i>	ПК <sub>2</sub> ПК <sub>3</sub>
	Мезокатагенез	Ранний	Главная фаза (зона) нефтеобразования	1,5–2,5	50–90	Тяжелые нефтяные флюиды и газ	МК <sub>1</sub>
		Средний		2,5–4	90–135	Легкие нефтяные флюиды и газ	МК <sub>2</sub>
		Поздний	Фаза (зона) образования конденсата	4–6	135–200	Газовый конденсат	МК <sub>3</sub> МК <sub>4</sub>
			Нижняя катагенетическая или главная фаза (зона) газообразования	Более 6	200–250	Газ сухой	МК <sub>5</sub>
	Апокатагенез						АК <sub>1</sub>
							АК <sub>2</sub>
							АК <sub>3</sub> АК <sub>4</sub>
Метагенез	Ранний				Более 250		МГ

\*Примечание. Жирным шрифтом выделены градации уровня преобразования органического вещества по Н.Б. Вассоевичу (градация ПК<sub>1</sub> им относится к начальному этапу протокатагенеза).

Таким образом, диагенетический ряд включает месторождения ископаемых биохимических фосфоритовых и газовых бассейнов.

#### 12.4.2.3. Катагенетический ряд (нефть и газ)

Переход диагенетических процессов к катагенетическим приводит к продолжению генерации газа, а затем к образованию нефти (см. табл. 12.18).

Длительная дискуссия об органическом и неорганическом происхождении нефти подошла к завершению во второй половине XX в. Было установлено, что углеводороды образуются в толще осадков современных водных бассейнов. С помощью хроматографической масс-спектрометрии в нефти были выявлены органические соединения, имеющие биологический генезис (биомаркеры – хемофоссилии). Н.Б. Вассоевич (1969), Д.М. Хант (1982) и др. показали, что нефтегазогенерирующими могут быть породы, в которых содержание органического вещества близко к кларковому. В новейший период в области теории нефтегазообразования получила обоснование, широкое распространение и развитие теория органического происхождения нефти и газа.

В результате детальных исследований преобразования природного органического вещества этап катагенеза разделён на стадии и подстадии. На стадии протокатагенеза (протос (протос) – первый) на глубинах до двух километров и при температурах до 50°C продолжает образовываться сухой газ, в котором преобладают лёгкие углеводороды. Начало этому процессу было положено ещё на стадии диагенеза. За фазой газообразования начинается фаза нефтеобразования, далее следует фаза образования газового конденсата и завершает термокатализ органического вещества последняя фаза – фаза газообразования (см. табл. 12.17).

Таким образом, в образовании месторождений нефти и газа можно выделить следующие стадии: седиментогенез органического вещества → диагенез с образованием горючих газов → катагенез с образованием газов, нефти, газового конденсата, газов → миграция углеводородных флюидов → концентрация на фильтрационном геохимическом барьере.

**Нефть** (по-английски: oil, petroleum) – природная горючая маслянистая жидкость, дисперсионная среда которой состоит из низкомолекулярных, а дисперсная фаза – из высокомолекулярных органических соединений и газов. Её можно рассматривать как коллоидный раствор гетеромолекулярных органических соединений, содержащий газообразные углеводороды и коллоидные частицы битумов (от греческого гетерос, *éteros* – различный).

В нефти присутствуют углеводородные и неуглеводородные органические соединения. **Углеводороды** (hydrocarbons) – это органические соединения, молекулы которых состоят только из атомов углерода и водорода. **Неуглеводородные органические соединения** наряду с атомами углерода и водорода содержат ещё атомы других химических элементов (кислород, серу, азот и др.).

**Миграция нефтегазовых флюидов.** Образующиеся в процессе катагенеза нефтегазовые флюиды начинают перемещаться в пространстве земной коры, т.е. мигрировать, под действием внутренних и внешних факторов.

К числу важнейших внутренних факторов миграции нефтегазовых флюидов относятся следующие их свойства: плотность, вязкость, фазовый состав, молекулярный состав, гидрофобность, способность сорбироваться.

Главными внешними факторами миграции нефтегазовых флюидов являются пористость и проницаемость горных пород, сила тяжести (гравитационное поле), температура и давление окружающей среды, свойства подземных вод (рассолов), сорбционные свойства среды миграции.

В процессе миграции флюидов происходит постоянное взаимодействие внешних и внутренних факторов, которое, в конце концов, приводит к концентрации углеводородов или к их рассеянию в пространстве. В процессе миграции происходят изменения состава самих перемещающихся флюидов.



**Аккумуляция нефтегазовых флюидов.** Аккумуляции способствуют геохимические барьеры (табл. 12.19).

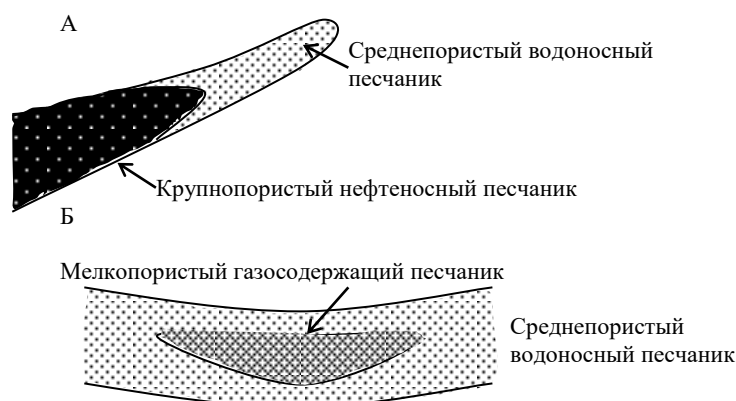
Фильтрационные барьеры обусловлены изменением проницаемости горных пород.

Фазово-пористые барьеры характерны для пластов проницаемых горных пород с изменяющейся пористостью (рис. 12.32). Они обусловлены неодинаковой миграционной способностью газовых, нефтяных и водных фаз флюидов, характеризующихся различными величинами сил поверхностного натяжения, Ю.Я. Большаков (1990) назвал их капиллярными.

**Таблица 12.19.** Классификация геохимических барьеров нефтегазовых флюидов

Класс	Подкласс	Разновидность
Механический	Фильтрационный	Флюидоупорный
	Фазово-пористый (капиллярный)	Сил поверхностного натяжения
Физико-химический	Температурный	Понижения температуры
		Криогенный
	Поверхностно-активный	Гидрофильный
	Электролитический	Подземно-водный
	Окислительно-восстановительный	Окислительный
Биогеохимический	Биогенный	Седиментогенный
Комплексный	Гидрогеологический	Электролитический, температурный, окислительный
	Пористо-гидрофильный	Сил поверхностного натяжения, гидрофильный

При смене крупнопористых песчаников по простиранию пласта-коллектора среднепористыми песчаниками из-за различий в силах поверхностного натяжения водный флюид будет располагаться выше нефтяного среди среднепористых песчаников, а нефтяной флюид сконцентрируется в крупнопористых породах. Аналогичное явление установлено для газовых флюидов, которые, например, могут занимать поровое пространство в линзе мелкопористых песчаников, находящейся в окружении среднепористых водонасыщенных песчаников (см. рис. 12.32). На фазово-пористых барьерах образуются литологически экранированные залежи нефти и газа.



**Рис. 12.32.** Концентрации нефти и газа на фазово-пористых барьерах: А – концентрация нефти в крупнопористом песчанике, сменяющемся по восстанию пласта среднезернистым водоносным песчаником; Б – концентрация газа в линзе мелкопористого песчаника, окруженной водоносным среднепористым песчаником (по Ю.Я. Большакову, 1990, с изменениями)

Температурные барьеры обусловлены понижением температуры внешней среды, которое приводит к уменьшению растворимости углеводородов в воде и их выделению в самостоятельную фазу. Криогенные барьеры – это промерзшие малопроницаемые толщи осадков или горных пород, которые возникают в климатической зоне многолетней мерзлоты.

Поверхностно-активные барьеры возникают при изменении свойства смачиваемости поверхности твердой среды, окружающей флюиды (Большаков, 1990). Они характерны для горных пород с капиллярной пористостью. Частицы таких пород могут обладать гидрофобными и гидрофильными свойствами. Гидрофобные коллекторы легче заполняются нефтяным флюидом, а гидрофильные коллекторы – водным.

Электролитический барьер создают высокоминерализованные подземные воды, которые в силу присутствия в них ионов приобретают свойства электролита. Взаимодействие подобных подземных вод с нефтями приводит к коагуляции коллоидных растворов органических веществ и затрудняет их миграцию.

Среди окислительно-восстановительных барьеров главную роль в аккумуляции нефти играет кислородный окислительный барьер. Он приводит к окислению углеводородов и к коагуляции коллоидных растворов нефтяных флюидов.

Биогеохимические барьеры – участки смены природной среды, благоприятной для жизнедеятельности животных и растительных организмов, на неблагоприятную среду. Они играют важную роль в первичной концентрации входящих в состав живого вещества органических соединений в процессе седиментогенеза. Чаще всего это механические и температурные барьеры.

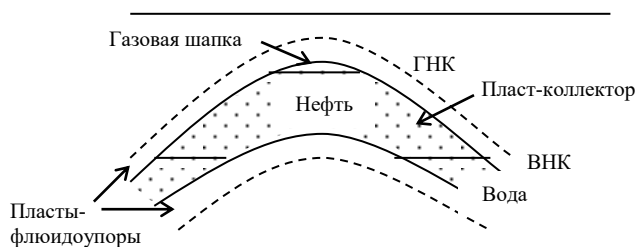
Комплексные геохимические барьеры – это участки литосферы, где одновременно существуют несколько простых геохимических барьеров. Например, гидрогеологический барьер, где взаимодействуют нефтяные и водные флюиды: одновременно понижается температура (температурный барьер) и вступают в действие рассолы (электролитический барьер). Другим примером может служить комплексный фазово-пористый барьер с гидрофильными свойствами частиц геологической среды.

**Залежи нефти и газа.** Существование геохимических барьеров приводит к накоплению нефтегазовых флюидов в природных резервуарах земной коры и концентрации нефти и газа в ловушках, которые занимают часть пространства резервуаров. В резервуарах происходит дифференциация флюидов на газовую, нефтяную и водную составляющие. В ловушках формируются залежи нефти и газа (табл. 12.20, рис. 12.33 – 12.41).

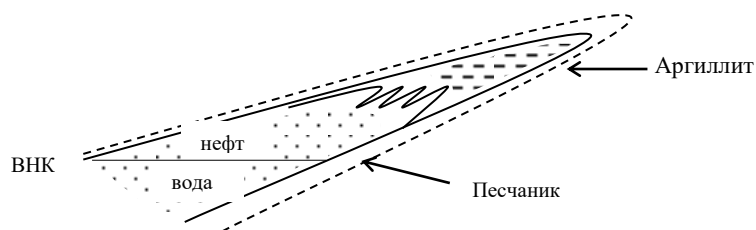
**Таблица 12.20.** Классификация залежей нефти и газа (по И.О. Броду, с изменениями)

Класс	Подкласс	Разновидность
1. Залежи пластовых резервуаров	1.1. Пластово-сводовые	Антиклинальные
		Флексурные
	1.2. Пластовые литологически экранированные	Фильтрационные
		Фазово-пористые
	1.3. Пластовые дизъюнктивно (тектонически)* экранированные	Экранированные взбросом Экранированные сбросом
2. Залежи массивных резервуаров	2.1. Массивные залежи в структурных выступах	Массивные залежи в антиклинальных структурах
		Массивные залежи в горстовых структурах
	2.2. Массивные залежи в рифовых выступах	
	2.3. Массивные залежи в эрозионных выступах	
3. Залежи линзо-, лентообразных резервуаров	3.1. Линзо-, лентообразные в терригенных породах	Линзообразные Лентообразные
	3.2. Линзообразные в карбонатных породах	

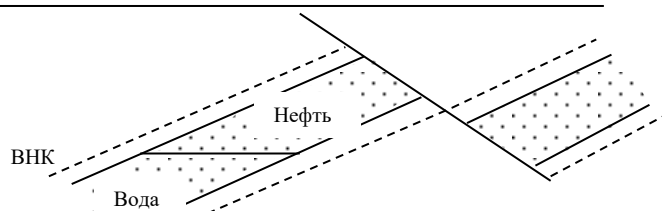
Форма залежей определяется типом резервуара и характером залегания горных пород (см. табл. 12.20, рис. 12.33 – 12.41).



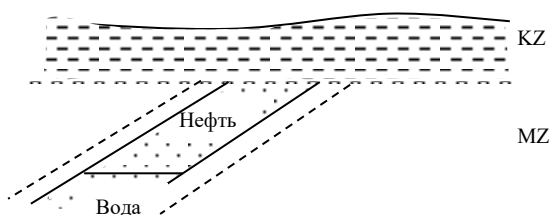
**Рис. 12.33.** Пластово-сводовая залежь нефти. Верхняя граница залежи совпадает с верхней границей (кровлей) пласта-коллектора, нижняя – с нижней границей (подошвой) пласта-коллектора и с водонефтяным контактом (ВНК). В своде структуры может быть газовая шапка, которая отделяется от нефти газонефтяным контактом (ГНК)



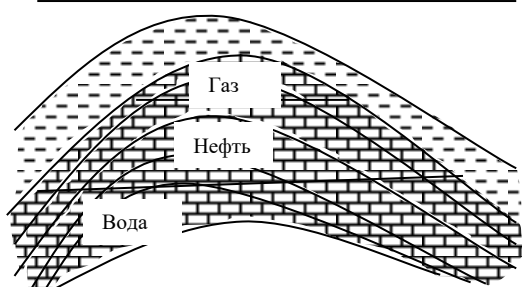
**Рис. 12.34.** Пластовая литологически экранированная залежь. В верхней части пласта слабопроницаемый аргиллит, ниже по падению – проницаемый пористый песчаник



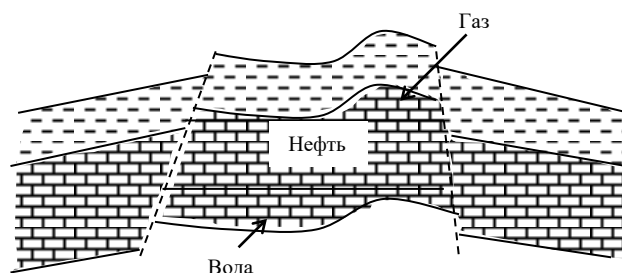
**Рис. 12.35.** Пластовая дизъюнктивно экранированная залежь нефти (тектонически экранированная)



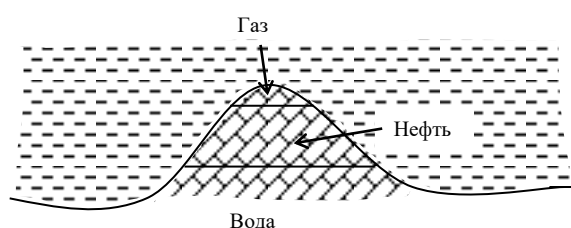
**Рис. 12.36.** Пластовая залежь, экранированная поверхностью несогласия между породами мезозоя и кайнозоя



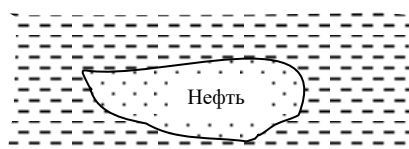
**Рис. 12.37.** Массивная антклинальная залежь в однородных горных породах



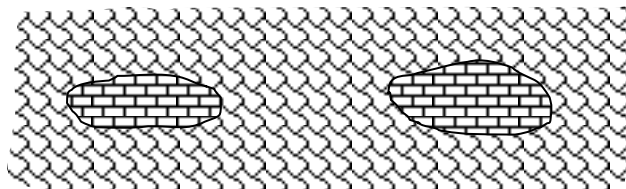
**Рис. 12.38.** Массивная залежь в горстовом выступе



**Рис. 12.39.** Массивная залежь в эрозионном выступе



**Рис. 12.40.** Поперечный разрез лентообразной литологически экранированной со всех сторон залежи в терригенных породах

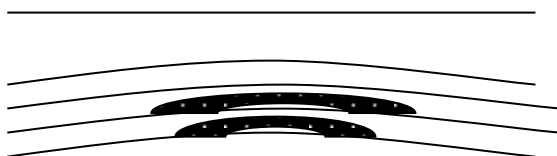


**Рис. 12.41.** Две линзообразные залежи в известняках, окруженных доломитизированными известняками

Описанные морфологические классы и подклассы залежей нефти и газа представляют собой модели реальных объектов. В природе могут быть встречены залежи более сложной формы, а также комбинированные, например, сводовые и экранированные разрывным нарушением и др.

По фазовому составу полезных ископаемых залежи нефти и газа подразделяются на нефтяные, нефтяные с газовой шапкой, нефтегазовые, газовые с нефтяной оторочкой, газоконденсатные, газоконденсатно-нефтяные, газовые.

**Месторождение нефти и газа** представляет собой объем земной коры, в котором сосредоточены одна или несколько рентабельных для разработки залежей, приуроченных к единой геологической структуре (рис. 12.42).



**Рис. 12.42.** Нефтяное месторождение, состоящее из нескольких пластовых залежей, приуроченных к одной положительной структуре

С учётом методики разведки и технологии разработки месторождения можно рассматривать как совокупность залежей, располагающихся обычно одна под другой и имеющих на проекции на горизонтальную плоскость полное или частичное перекрытие своих контуров. В ряде случаев в состав месторождения включаются залежи, расположенные на небольшом расстоянии друг от друга в пределах одного пласта или комплекса пород.

На крупных месторождениях залежи нефти и газа могут располагаться в разных структурных этажах и в разных литологических комплексах. По П.А. Софроницкому (1973), на Павловском месторождении в Пермском крае залежи полезных ископаемых находятся в следующих комплексах (сверху вниз):

- верейско-подольском терригенно-карбонатном – 2 залежи (Подольская газовая, Верейская нефтегазовая),
- визейско-башкирском карбонатном – 1 залежь (Башкирская нефтяная),
- визейском терригенном – 3 залежи (Тульская-2, Бобриковская-1, Бобриковская-2 – все нефтяные),
- саргаевско-кизеловском карбонатном – 1 залежь (Турнейская нефтяная),
- эйфельско-кыновском карбонатно-терригенном – 1 залежь (Кыновская нефтяная).

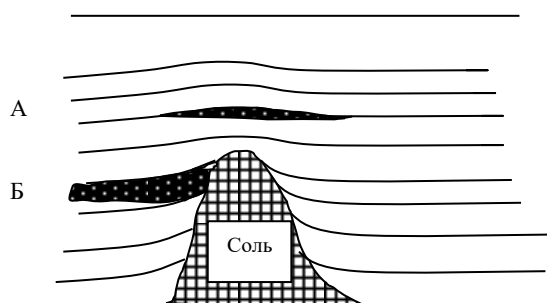
По особенностям нефтесодержащих геологических структур месторождения нефти и газа можно разделить на шесть групп (табл. 12.21).

**Таблица 12.21.** Структурная классификация месторождений нефти и газа

Группа месторождений	Подгруппа месторождений	Характерная морфология залежей	Примеры месторождений
1. Собственно тектоногенные	Пликативных структур	Пластовые сводовые	Новогрозненское
		Антиклинальные массивные в однородных и неоднородных породах	
	Дизъюнктивных структур	Массивные горстовые	Даниловское
		Пластовые дизъюнктивно экранированные	
	Дизъюнктивно-пликативных структур	Пластовые дизъюнктивно экранированные	Месторождения Сев. Сахалина
		Пластовые сводовые	
2. Диапировых структур	Пликативные надкупольные	Пластовые сводовые	Месторождения Прикаспийской впадины
	Дизъюнктивные околокупольные	Пластовые дизъюнктивно экранированные	
3. Литогенные	Месторождения в терригенных породах	Пластовые литологически экранированные	Майкорское
		Линзо-, лентообразные в терригенных породах	
	Месторождения в карбонатных породах	Линзообразные в карбонатных породах	
4. Биогенные	Собственно рифовые	Массивные в рифовых выступах	Верхнечусовское, Ишимбаевское
	Облекания рифов	Пластовые сводовые	
5. Экранированные поверхностью несогласия	Верхнего структурного этажа	Пластовые сводовые. Пластовые литологически экранированные	Ромашкинское, Самотлор
	Нижнего структурного этажа	Пластовые и линзовидные экранированные поверхностью несогласия	Месторождения США
		Массивные залежи в эрозионных выступах	
6. Тектоно-литогенные		Пластовые сводовые	Осинское, Полазненское
		Массивные антиклинальные в однородных и неоднородных породах	

В 1-ю группу включены месторождения, образование ловушек которых обусловлено преимущественно тектоническим фактором, т.е. пликативными и дизъюнктивными деформациями.

В состав 2-й группы включены месторождения, строение которых определяется соляной и грязевой тектоникой (рис. 12.43).



**Рис. 12.43.** Разрез месторождения, связанного с диапировыми структурами: А – залежь в надкупольной структуре, Б – залежь, экранированная диапиром, в околокупольной структуре

Литогенные структуры (3-я группа) возникают при неоднородном литологическом составе нефтегазосодержащей толщи. В этом случае породы-коллекторы оказываются заключенными среди пород-флюидупоров, образуя литологически ограниченные со всех сторон ловушки (см. рис. 12.34, 12.40, 12.41).

Залежи месторождений 4-й группы приурочены к крупным органогенным постройкам – ископаемым коралловым рифам.

5-я группа объединяет месторождения, приуроченные к разным структурным этажам (см. рис. 12.36, 12.39).

Морфологически месторождения в тектоно-литогенных структурах (6-я группа) похожи на месторождения пликативных складчатых структур, но отличаются более пологими крыльями. Их образование связано с изменением мощностей, литологического состава пород и с развитием участков эрозионных несогласий (Софроницкий, 1973). Типичные месторождения группы распространены в восточной части Волго-Уральского бассейна. Здесь в осадочном чехле имеются крупные структурные элементы – своды и впадины, которые, за некоторым исключением, не отражают особенностей строения рельефа фундамента. Весьма характерной является система Камско-Кинельских тектоно-седиментационных прогибов, имеющая на бортах валов локальные положительные структуры, выполаживающиеся вверх и вниз по разрезу. В них находятся чередующиеся по вертикали пластовые сводовые и массивные антиклинальные залежи. Например, в Пермском крае Осинское месторождение нефти представлено крупной массивной сводовой залежью в карбонатных породах, Полазненское – совокупностью пластовых сводовых залежей и массивной залежью.

**Зона нефтегазонакопления** – совокупность месторождений, объединяемых общностью геолого-структурного положения и состава полезных ископаемых. Зоны нефтегазонакопления могут подразделяться на подзоны.

**Нефтегазовая литология.** Литологический фактор выражается в присутствии формаций горных пород, благоприятных для нефтегазонакопления. Среди нефтегазовых формаций выделяют нефтегазоносные, нефтегазогенерирующие и нефтегазосодержащие.

Нефтегазоносная формация играет тройную роль. Во-первых, она содержит органическое вещество, необходимое для нефтегазообразования, т.е. служит источником полезного ископаемого, во-вторых, является средой, в которой генерируются нефтегазовые флюиды, и, в-третьих, – средой нефтегазонакопления.

Нефтегазогенерирующая формация играет роль источника и среды образования нефтегазовых флюидов.

Нефтегазосодержащая формация горных пород является только средой, в которой концентрируются нефтегазовые флюиды, мигрирующие из нефтегазогенерирующей формации.

Нефтегазоносные и нефтегазогенерирующие (нефтегазоматеринские) формации отличаются повышенным содержанием продуктов разложения органического вещества, что обуславливает характерный для них серый до черного цвет. По литологическому составу формации могут быть терригенными и карбонатными. Терригенные нефтегазоматеринские формации характеризуются преобладанием в составе слагающих их горных пород тонкодисперсных глинистых минералов, содержание которых тесно связано с концентрацией в них органического вещества. Из карбонатных формаций повышенное содержание органического вещества имеют хемогенные и фитогенные (водорослевые) известняки.

Нефтегазоносные и нефтегазосодержащие формации, в которых концентрируются нефть и газ, состоят из пород-коллекторов и пород-флюидоупоров.

*Коллектор нефти и газа* – это пористая и проницаемая горная порода, способная концентрировать, содержать и отдавать при добыче нефть или газ. По преобладающему литологическому составу коллекторы могут быть терригенными, карбонатными, глинистыми.

Терригенные коллекторы обычно состоят из песчаных пород. Чаще это песчаники с прослоями и линзами алевролитов, гравелитов, аргиллитов. Для терригенных пород обычны поровые коллекторы.

Карбонатные коллекторы состоят из известняков, реже – доломитов. Карбонатные породы могут быть хемогенными и органогенными. Для них характерны биопустотные и кавернозные коллекторы.

Глинистые коллекторы менее распространены и относятся к нетрадиционным. Они состоят из тонкодисперсных глинистых частиц, способных в силу своей гидрофобности создавать условия для миграции углеводородов. Пример – глинистые коллекторы баженовской свиты в Западно-Сибирском нефтегазовом бассейне.

*Породы-флюидоупоры* – это горные породы, относительно низкопористые и малопроницаемые по сравнению с коллекторами. В них миграция газовых, нефтяных и водных флюидов затруднена. Породы-флюидоупоры окружают природные резервуары и создают замкнутое пространство, внутри которого могут происходить процессы накопления и миграции флюидов.

Чаще всего встречаются глинистые флюидоупоры, представленные толщами слабоизмененных глин либо диагенетически измененными глинистыми породами – аргиллитами, или катагенетически измененными породами – глинистыми сланцами. Менее распространенными и наименее проницаемыми флюидоупорами являются горные породы эвапоритовой формации, включающие толщи хемогенных карбонатных (известняков, доломитов), сульфатных (ангидритов) и соляных горных пород. В зонах многолетней мерзлоты флюидоупорами могут служить многолетнемерзлые горные породы, прослеживающиеся в ряде случаев до глубин 500 – 700 м.

**Нефтегазоносные бассейны.** Нефтегазовые формации присутствуют в осадочных бассейнах. Бассейны, в которых создаются условия для генерации и концентрации нефтегазовых флюидов, называются нефтегазоносными. Площади нефтегазоносных бассейнов измеряются сотнями тысяч квадратных километров. Нефтегазоносные бассейны относятся к одним из наиболее крупных минерагенических подразделений территорий распространения месторождений нефти и газа. По данным В.И. Назарова и др. (Геолого-минерагеническая ..., 2000), на земном шаре существуют 430 осадочных бассейнов, из них 226 являются нефтегазоносными, 180 вероятно нефтегазоносными, 18 – газоносными и 6 – вероятно газоносными.

В геологической истории существования нефтегазоносных осадочных бассейнов выделяют три этапа (Баженова и др., 2004).

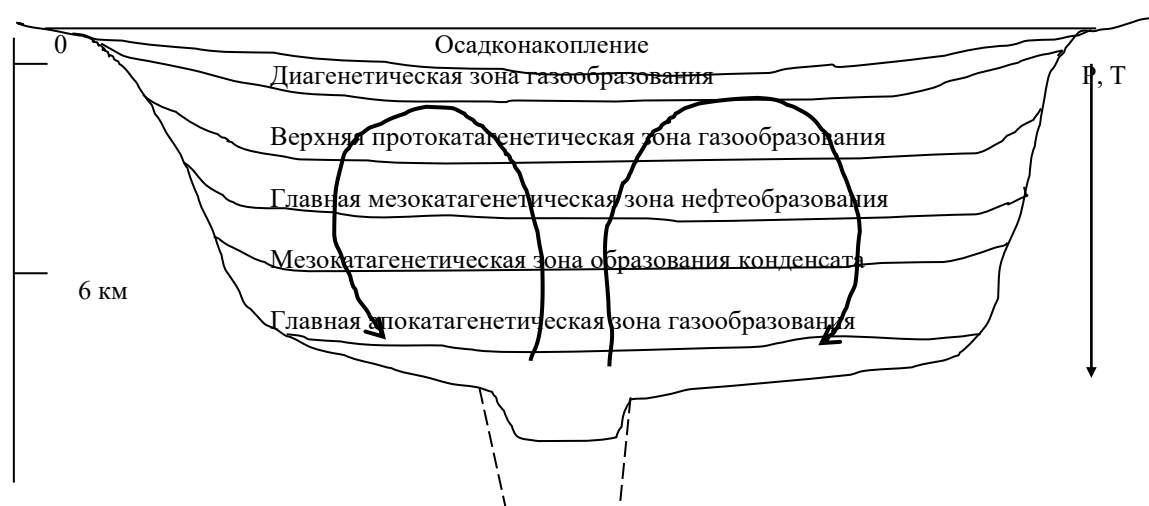
Первый – этап заложения бассейна. На первом этапе преобладают процессы седиментогенеза, на фоне которых с некоторым опозданием по мере накопления осадков начинаются процессы диагенеза осажженного материала. В осадочной толще бассейна наступает диагенетическая фаза газообразования.

Второй этап – этап зрелого бассейна, или нефтегазогенерационный, соответствует длительному отрезку геологического времени протекания процессов катагенеза в глубинной части бассейна. Создается *термодинамическая колонна бассейна*, в нижней зоне которой протекают процессы катагенеза, в средней – диагенеза, а в верхней – седиментогенеза (см. табл. 12.17). В



верхней части колонны в подзоне позднего диагенеза и в расположенной ниже подзоне протокатагенеза на глубинах 0,15 – 2,0 км генерируется природный газ. В подзоне мезокатагенеза на глубинах 2 – 4 км располагается главная зона нефтеобразования. Ещё ниже находятся катагенетически измененные породы, прошедшие главную зону нефтеобразования (рис. 12.44).

Третий этап – этап разрушения бассейна. Он соответствует времени протекания регрессивного литогенеза, его стадиям раннего гипергенеза и позднего гипергенеза – выветривания.



**Рис. 12.44.** Модель размещения зон генерации флюидов в синеклизном нефтегазоносном бассейне. В нижней части бассейна вертикальными штриховыми линиями ограничен грабен.  
P – давление, T – температура

Осадочные бассейны формировались на всем протяжении геологической истории развития земной коры, и часть из них была нефтегазоносной. Однако бассейны архея и раннего протерозоя полностью разрушены как нефтегазоносные. Практический интерес представляют позднпротерозойские и фанерозойские бассейны.

Нефтегазоносные бассейны образуются преимущественно в морских условиях. В настоящее время в результате различных геологических процессов большинство нефтегазоносных бассейнов находится либо в пределах континентов, либо в зонах перехода от континентов к океанам, называемых еще *транзиталями* (Геолого-минералогическая ..., 2000).

Во внутренних частях континентов расположены древние закрывшиеся бассейны. Они находятся в осадочном чехле древних или молодых платформ. В транзиталях присутствуют большей частью современные закладывающиеся или зрелые бассейны. Они располагаются как в пределах пассивных (дивергентных), так и в пределах активных (конвергентных) окраин континентов (табл. 12.22).

Формирование осадочных бассейнов, независимо от их местонахождения, тесно связано с развитием океанических областей. Тектоническая обстановка бассейна зависит от его положения относительно границ литосферных плит. Смена геодинамических условий осадочного бассейна приводит и к смене тектонических обстановок.

Каждой тектонической обстановке соответствует определенный формационно-тектонический тип бассейна осадконакопления. Под *формационно-тектоническим типом бассейнов* понимается совокупность осадочных бассейнов, образовавшихся в условиях определенной тектонической обстановки и имеющих в результате близкие состав формаций осадочных горных пород и тектоническое строение.

**Таблица 12.22.** Палеотектонические обстановки формирования нефтегазоносных бассейнов древних платформ (кратонов) и прилегающих океанов

Стадия развития океанов	Тектонический режим	Группа обстановок			
		океаническая		платформенная	
		Формационно-тектонический тип бассейнов			
		современный	древний	современный	древний
Зарождения	Активизации древней платформы			Рифтовый внутрикратонный	Рифтовый внутрикратонный (авлакогеновый)
				Рифтовый межкратонный	Рифтовый межкратонный (разрушены)
Существования	Спрединговый и периспрединговый	Рифтовый периокеанический	Рифтовый периокеанический (разрушены)	Отсутствуют?	Перикратонный (разрушены)
		Периокеанических впадин	Периокеанических впадин (разрушены)		Синеклизный внутрикратонный (трансгрессивный)
	Субдукционный и перисубдукционный	Отсутствуют?	Островодужный, приконтинентальный, трансформный (разрушены)	Отсутствуют?	Синеклизный внутрикратонный (инундационный)
Закрытия	Коллизионный и периколлизионный	Межгорных прогибов	Межгорных прогибов (разрушены)	Синеклизный перикратонный	Синеклизный внутрикратонный (регрессивный)
		Краевых прогибов	Краевых прогибов	Синеклизно-краевой	Синеклизно-краевой
				Рифтовый	Рифтовый?

**Таблица 12.23.** Палеотектонические обстановки формирования нефтегазоносных бассейнов молодых платформ и прилегающих океанов

Стадия развития океанов	Тектонический режим	Группа обстановок			
		океаническая		платформенная	
		Формационно-тектонический тип бассейнов			
		современный	древний	современный	древний
Зарождения	Активизации платформ			Рифтовый внутриконтинентальный	Рифтовый внутриконтинентальный
Существования	Спрединговый и периспрединговый	Рифтовый периокеанический		Периконтинентальный	Периконтинентальный
		Периокеанических впадин		Синеклизный периконтинентальный?	Синеклизный (трансгрессивный)
	Субдукционный и перисубдукционный	Островодужный зарождающийся (преддуговой, междуговой, задуговой)		Межгорных прогибов (внутриконтинентальных орогенов)	Синеклизный внутриплатформенный (инундационный)
		Островодужный складчатый			
		Приконтинентальный складчатый			
		Трансформных разломов складчатый			
	Закрытия	Коллизионный и периколлизионный	Краевых прогибов	Краевых прогибов	← Межгорных прогибов

В таблицах 12.22, 12.23 стрелками обозначено направление эволюции бассейнов. В них показаны закономерности распределения и развития нефтегазоносных бассейнов в пределах тектонического мегацикла, начиная от зарождения океанов на платформах и заканчивая их закрытием. Подробная характеристика формационно-тектонических типов бассейнов дана нами в отдельном пособии (Ибламинов, 2007).

Существуют различные структурные группы нефтегазоносных бассейнов (табл. 12.24). Внутри групп выделены классы в соответствии с крупными тектоническими структурами, определяющими облик месторождений. В составе классов в скобках приведены формационно-тектонические типы бассейнов.

**Таблица 12.24.** Структурная классификация нефтегазоносных бассейнов

Тектонические		Характерные структуры		Примеры бассейнов
группа	класс (в скобках тип)	бассейнов	месторождений	
1. Бассейны пологих структур (плитные)	1.1. Рифтовый (внутрикратонный авлакогеновый, внутрикратонный и внутриконтинентальный грабеновый, межкратонный, периокеанический)	Грабены, прогибы	Горсты, антиклинали	Суэцкого залива, Рейнский
	1.2. Синеклизный (внутрикратонный, внутриплатформенный)	Синеклизы	Антеклизы, своды, валообразные зоны, валы; купола, флексуры, структурные террасы	Волго-Уральский, Западно-Сибирский
	1.3. Впадинный (периконтинентальных впадин, периокеанических впадин)	Впадины, моноклинали	Купола, своды, рифовые структуры, структуры соляных куполов	Нигерийский, Мексиканского залива
	1.4. Впадинный островодужный (преддуговой, междуговой, задуговой)	Впадины акваторий	Купола, своды, рифовые структуры	Сулу-Палаванский
2. Бассейны складчатых структур (геосинклинальные)	2.1. Межгорный (альпийских складчатых областей и молодых платформ)	Межгорные впадины, синклинии, грабен-синклинии	Брахiantiантиклинали, осложненные разрывными нарушениями, грязевыми диапирами	Панонский, Южно-Каспийский, Ферганский
	2.2. Островодужный складчатый	Мегантиклинии	Антиклинали, нарушенные сбросами и на-двигами	Сахалино-Охотский
	2.3. Приконтинентальный складчатый	Грабен-синклинии	Антиклинали, осложненные разрывами	Гуаякильский
	2.4. Трансформных разломов складчатый	Грабены	Антиклинали, осложненные разрывами	Грейт-Валли
3. Бассейны промежуточных полого-складчатых структур	3.1. Синеклизный периконтинентальный	Синеклизы, впадины	Пологие брахiantiантиклинали, рифы, эрозионные выступы	Центрально-Европейский
	3.2. Краевых прогибов (современных прогибов, древних прогибов)	Прогибы, антиклинии	Брахiantiантиклинали, осложненные разрывами и грязевыми диапирами, рифовые постройки	Терско-Каспийский, Предуральский
	3.3. Синеклизно-краевой (современные и древние бассейны)	Синеклизы, краевые прогибы	Сводь, валы, флексуры, брахiantiантиклинали, надвиги, рифы, эрозионные выступы	Персидского залива, Сахаро-Средиземноморский, Печоро-Баренцево-морский

**Закономерности размещения нефтеносных бассейнов.** Мировые запасы нефти по возрасту нефтесодержащих пород, по Н.А. Быховеру, распределяются следующим образом:

- породы верхнего палеозоя – около 20%,
- породы мезозоя – около 60%,
- породы кайнозоя – около 20%.

*Месторождения палеозойских толщ* располагаются главным образом в осадочном чехле древних платформ с докембрийским фундаментом, чаще на их окраинах, граничащих с фанерозойскими аккреционно-складчатыми системами. По особенностям строения и условиям образования большинство из них относится к синеклизным, реже – к авлакогеновым бассейнам.

На Американском континенте в осадочных породах верхнего палеозоя сосредоточено около половины запасов нефти США и Канады. В США наиболее крупными являются Пермский (штаты Техас, Нью-Мексико, Оклахома) и Западный Внутренний (штаты Оклахома, Техас, Канзас, Айова, Небраска, Миссури) нефтегазоносные бассейны. В Пермском бассейне основные запасы нефти приурочены к пермским подсолевым отложениям, а в Западном Внутреннем – к терригенно-карбонатным породам каменноугольного и пермского возраста. В Канаде крупнейшим является Западно-Канадский нефтегазоносный бассейн, где более половины запасов приурочено к рифогенным породам девона.

Крупные месторождения нефти в песчаниках девона и карбона располагаются на севере Африки, в Алжире и Ливии (Сахаро-Восточно-Средиземноморский мегабассейн).

Крупнейшее в Казахстане Тенгизское месторождение (Прикаспийский бассейн, Гурьевская область) приурочено к рифовому массиву нижнего-среднего карбона площадью 400 км<sup>2</sup>. Высота залежи месторождения составляет более 1140 м.

В России в породах палеозоя месторождения нефти распространены в европейской части, где располагаются месторождения Волго-Уральского (Ромашкинское, Туймазинское, Бавлинское, Осинское и др.) и Тимано-Печорского (Ухтинское, Ярегское и др.) нефтеносных бассейнов. Наиболее крупные месторождения приурочены к девонским толщам и чаще к их пашийским терригенным слоям. Часть месторождений локализована в породах каменноугольного возраста, преимущественно в тульских и бобриковских слоях, а также в породах пермского возраста.

*Месторождения мезозойских толщ* расположены в осадочном чехле молодых эпигерцинских платформ, называемых плитами (бассейны Мексиканского залива, Западно-Сибирский), а также на окраинах платформ, примыкающих к альпийским складчатым системам (бассейн Персидского залива). Нефтегазоносный бассейн Мексиканского залива расположен во впадине одноименного залива на территории США, Мексики, Кубы, Гватемалы и Белиза.

Бассейн Персидского залива приурочен к восточной окраине Аравийской плиты на территории Ирака, Кувейта, Саудовской Аравии, ОАЭ, Ирана, Сирии, Катара и других стран. Крупнейшие месторождения бассейна залегают преимущественно среди толщ органогенных известняков и песков верхней юры и отличаются большими запасами и высоким дебитом скважин.

Крупные месторождения нефти находятся в Урало-Эмбинской области Казахстана (Прикаспийский бассейн) среди терригенных мезокайнозойских отложений соляно-купольных структур.

В России в мезозойских породах сосредоточены крупнейшие месторождения Западно-Сибирского бассейна, в том числе Самотлорское, приуроченное к шести локальным поднятиям в южной части Тарховского вала Нижневартковского свода. Мощность осадочного чехла в районе месторождения составляет 2700 – 2900 м. Семь залежей нефти располагаются в интервале глубин 1610 – 2230 м. Они приурочены к песчаным коллекторам порового типа нижнемеловых отложений. С мезокайнозойскими отложениями связаны также месторождения Терско-Каспийского (Терско-Дагестанского) бассейна в районе г. Грозного.

*Месторождения кайнозойских толщ* тяготеют к областям альпийской складчатости. Это крупнейшие месторождения Ирана и Ирака в Месопотамской впадине (бассейн Персидского

залива), США в Примексиканской впадине (бассейн Мексиканского залива), а также месторождения Венесуэлы (Маракаибский бассейн). Крупные месторождения нефти находятся в Азербайджане, например Биби Эйбат (Южно-Каспийский бассейн).

Российские месторождения в кайнозойских отложениях известны на Северном Кавказе (Терско-Каспийский бассейн), в Предкавказье (Северо-Черноморский бассейн), на острове Сахалин и в его акватории (Сахалино-Охотский бассейн).

**Закономерности размещения бассейнов горючих газов.** Мировые запасы газа по возрасту газосодержащих горных пород распределяются примерно так же, как и запасы нефти:

- отложения палеозоя – около 15 %,
- отложения мезозоя – около 75 %,
- отложения кайнозоя – около 10 %.

**Месторождения газа палеозойских толщ.** За рубежом в палеозойских отложениях сконцентрированы газовые месторождения Центрально-Европейского нефтегазоносного бассейна на севере Европы на шельфе и побережьях Балтийского и Северного морей. В пределах бассейна находится крупнейшее месторождение газа Гронинген (Слохтерен), которое приурочено к песчаникам цехштейна (верхняя пермь) и красноцветным отложениям нижней перми в северной части Нидерландов.

В России к карбонатно-галогенным отложениям среднего карбона – нижней перми приурочены Оренбургское и Астраханское газоконденсатные месторождения Прикаспийского бассейна. Оренбургское месторождение представляет собой массивную залежь высотой до 700 м с первоначальными запасами газа порядка 1650 млрд м<sup>3</sup>, расположенную на глубине 1600 – 1750 м и протягивающуюся в длину на 100 км при ширине 22 км вдоль валообразного поднятия. Коллекторами являются сульфатно-карбонатные породы, а экраном – соли.

**Месторождения газа мезозойских толщ.** За рубежом с мезокайнозойскими отложениями связаны крупные газовые месторождения Туркменистана (Газли) (Каракумский бассейн), месторождения Саудовской Аравии (бассейн Персидского залива) и др.

В мезозойских терригенных отложениях верхнего мела расположены уникальные и крупнейшие по запасам месторождения России. На севере Тюменской области это Уренгойское, Заполярное, Ямбургское и Медвежье месторождения. Уренгойское месторождение приурочено к структуре длиной 140 и шириной 50 км, в своде которой на глубине 1080 м залегает основной продуктивный горизонт мощностью до 218 м. На глубине 3015 – 3030 м расположен второй продуктивный горизонт.

**Месторождения газа кайнозойских толщ** расположены в основном в тех же провинциях, что и рассмотренные выше нефтяные месторождения отложений указанного возраста.

**Крупнейшие нефтегазоносные бассейны.** Около 60% мировых ресурсов сосредоточено в восьми уникальных и крупнейших бассейнах (табл. 12.25). Ведущее место по запасам занимают бассейны синеклизно-краевого формационно-тектонического типа, прошедшие в своем развитии синеклизные платформенные стадии и вовлеченные в формирование краевых прогибов коллизионного тектонического режима. Это уникальный бассейн Персидского залива и крупные Сахаро-Восточно-Средиземноморский и Лено-Тунгусский бассейны.

Вторую позицию занимают периспрединовые бассейны: уникальный Западно-Сибирский синеклизный внутриплатформенный и крупные Центрально-Европейский синеклизный периконтинентальный, Волго-Уральский синеклизный внутрикратонный, а также впадинный периконтинентальный бассейн Мексиканского залива. Причем все они, кроме Волго-Уральского, формировались на фундаменте молодых платформ. На формирование же Волго-Уральского бассейна существенное влияние оказали геологические события, протекавшие в соседней Уральской герцинской складчатой области.

Маракаибский бассейн является межгорно-периконтинентальным. Его формирование вначале связано с субдукционной стадией развития Андской складчатой области, а затем со спредингом в Атлантике.

**Таблица 12.25.** Крупнейшие нефтегазовые бассейны мира (по В.И. Назарову и др., 2000, с дополнениями)

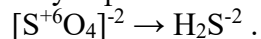
Бассейн, масштаб, положение	Формационно-тектонический тип	Рентабельные ресурсы, млрд т*	Глубина продуктивных толщ, км	Площадь, тыс. км <sup>2</sup>	Ценность недр**, тыс. долл./км <sup>2</sup>
Бассейн Персидского залива уникальный*** континентально-морской (Бахрейн, Иордания, Ирак, Иран, Катар, Кувейт, ОАЭ, Оман, Саудовская Аравия, Сирия, Турция)	Синеклизно-краевой перикратонный периколлизионный	13,0 (суша 10; море 3)	2,5	2542	168,0
Западно-Сибирский уникальный континентальный (Россия)	Синеклизный внутриплатформенный периспредиговый	12,0	3,25	1779	106,0
Сахаро-Восточно-Средиземноморский**** крупный континентально-морской (Алжир, Египет, Израиль, Италия, Ливан, Ливия, Мальта, Тунис и др.)	Синеклизно-краевой перикратонный периколлизионный	6,0 (суша 1,3; море 4,7)	2,5 – 3,0	2959	45,8
Лено-Тунгусский***** крупный континентальный (Россия)	Синеклизно-краевой перикратонный периколлизионный	3,4	2,4	2620	18,0
Бассейн Мексиканского залива крупный континентально-морской (Белиз, Гватемала, Куба, Мексика, США)	Впадинный периконтинентальный молодых платформ периспредиговый	2,9 (суша 1,7; море 1,2)	2,85	1862	40,6
Волго-Уральский крупный континентальный (Россия)	Синеклизный внутрикратонный (синеклизно-краевой?)	2,3	2,0	925	81,9
Центрально-Европейский крупный континентально-морской (Бельгия, Великобритания, Германия, Дания, Нидерланды, Норвегия, Польша, Россия, Швеция)	Синеклизный периконтинентальный периспредиговый	2,1 (суша 0,2; море 1,9)	2,7	1103	29,5
Маракаибский средний море-континентальный (Венесуэла, Колумбия)	Межгорно-периконтинентальный субдукционный	1,0 (суша 0,7; море 0,3)	2,55	84	432,0

Примечания. \*В скобках приведены ресурсы частей бассейна, расположенных на суше и на акватории. \*\*Ценность недр подсчитана при стоимости нефти 110 долл./т. \*\*\*К уникальным отнесены бассейны с начальными извлекаемыми ресурсами нефти более 30 млрд т, крупным – 30 – 10 млрд т, средним – 10 – 1 млрд т. \*\*\*\*Сахаро-Восточно-Средиземноморский мегабассейн включает Тунисско-Сицилийский, Алжиро-Ливийский, собственно Сахаро-Восточно-Средиземноморский бассейны. \*\*\*\*\*Лено-Тунгусский мегабассейн включает Восточно-Сибирский и Лено-Виллюйский бассейны.

Таким образом, наиболее крупные нефтегазоносные бассейны мира прошли в своем развитии длительную и сложную геологическую историю в различных палеотектонических обстановках. Их формирование первоначально происходило в течение продолжительных периодов осадконакопления в относительно спокойной тектонической обстановке плитного режима, измеряемых геологическими эрами, а затем под существенным влиянием близлежащих формирующихся аккреционно-складчатых систем (геосинклиналей).

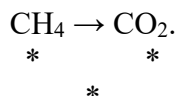
## 12.4.2.4. Ряд раннего гипергенеза (подземные воды)

Полезные ископаемые раннего гипергенеза возникают в подземной гидросфере при взаимодействии нефтей с пластовыми водами (Кропачев, 1983). Взаимодействие нефтей, для которых характерны отсутствие кислорода и восстановительные условия среды, с сульфатными водами приводит к восстановлению сульфат-иона с образованием сероводорода:



В результате в нефтяных бассейнах появляются сероводородные воды.

Пластовые воды, имеющие окислительную реакцию среды, при взаимодействии с нефтяными водами могут окислять углеводороды и приводить к образованию из вод, содержащих метан, углекислых вод:



Месторождения осадочной группы имеют чрезвычайно важное экономическое значение. В первую очередь оно заключается в том, что группа (единственная из всех) содержит месторождения горючих полезных ископаемых, подземных вод, разнообразных минеральных строительных материалов, солей. К ней также относятся крупные месторождения металлических полезных ископаемых, прежде всего марганца, железа и алюминия, а также золота, редких и редкоземельных металлов. Распределение месторождений в пространстве контролируется современной и палеоклиматической зональностью, создающей минерагенические пояса и эпохи накопления полезных ископаемых. Месторождения возникали в осадочных бассейнах, положение и строение которых контролировалось тектоническими обстановками.



## ЧАСТЬ IV

# ГЕОЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС МЕСТОРОЖДЕНИЙ МЕТАМОРФОГЕННОЙ СЕРИИ

## Глава 13

### МЕСТОРОЖДЕНИЯ РЕГИОНАЛЬНОЙ МЕТАМОРФОГЕННОЙ ГРУППЫ

#### 13.1. Общие понятия и классификация месторождений метаморфогенной серии

Метаморфогенная серия (от греч. μεταμορφόω (метаморфоо) – превращаю и γένεσις (гене-зис) – происхождение) включает месторождения, которые подверглись действию одноимённых процессов. *Метаморфогенные процессы* – это совокупность процессов преобразования горных пород и месторождений под действием флюидов, повышенных температур и давлений эндогенного происхождения.

По особенностям пространственного размещения и масштабу процессов в петрологии различают региональные и локальные метаморфогенные процессы (Петрографический ..., 2009), что позволяет разделить метаморфогенную серию на две генетические группы.

**Таблица 13.1.** Генетические группы и классы месторождений метаморфогенной серии

Серия	Группа	Класс	Процесс
В. Метаморфогенная	I. Региональная метаморфогенная	Динамотермальный	Региональный динамотермальный метаморфизм
		Региональный метасоматический	Региональный метасоматоз
		Мигматитовый	Региональный метаморфизм, метасоматоз и плавление
	II. Локальная метаморфогенная	Термального метаморфизма	Контактный метаморфизм
		Дислокационного метаморфизма	Дислокационный метаморфизм
		Ударного метаморфизма	Ударный метаморфизм

**Региональные метаморфогенные процессы** и продукты их деятельности охватывают огромные объёмы земной коры, в пределах которых отсутствуют переходы к неметаморфизованным образованиям. Они протекают на значительных глубинах в недрах Земли ниже зоны катагенеза и включают три главных процесса: 1) динамотермальный (собственно региональный) метаморфизм, 2) региональный метасоматоз, 3) мигматизм. По трем перечисленным процессам месторождения региональной метаморфогенной группы подразделены на три класса (табл. 13.1).

Динамотермальный класс месторождений является продуктом преобразования в твёрдом состоянии без расплавления ранее существовавших осадочных, магматических и других горных пород под воздействием температуры, давления и глубинных флюидов с сохранением в

общих чертах их первичного химического состава. Региональный метасоматический класс возникает в результате преобладающего действия широкого фронта глубинных флюидов на первичные горные породы. Мигматитовый класс месторождений обусловлен совместным действием флюидов, температуры и давления, которые доводят исходный субстрат до плавления.

Региональные метаморфогенные образования широко распространены в фундаменте древних платформ среди пород архея и протерозоя. Здесь они образуют естественную ассоциацию динамотермальных пород, с региональными метасоматитами и мигматитами (Петрографический ..., 2009). В фанерозойских складчатых областях положение месторождений определяется палеосубдукционными и коллизионными зонами, к которым приурочены выходы комплексов региональных метаморфических горных пород.

**Локальные метаморфогенные процессы** приводят к образованию месторождений локальной метаморфогенной группы. Образующиеся метаморфические породы связаны постепенными переходами с неметаморфизованными. Локальный метаморфизм имеет несколько генетических разновидностей. Одной из них является контактовый (термальный) метаморфизм, распространенный в пределах ореолов термического воздействия охлаждающихся интрузивов или эффузивов на вмещающие их горные породы. Типичные представители продуктов контактового метаморфизма – это контактовые роговики.

К другой разновидности локального метаморфизма относится дислокационный или динамометаморфизм, обусловленный действием одностороннего давления (стресса) на исходные породы, находящиеся в зонах разломов. С ним связывается образование сланцеватых текстур метаморфических пород, таких как тектонические брекчии, катаклазиты и милониты, филлониты, слюдяные сланцы и гнейсовидные породы. Различают ещё ударный метаморфизм, обусловленный падением на Землю космических тел. Перечисленные генетические разновидности группы локального метаморфизма обуславливают деление её на классы термального, дислокационного и ударного метаморфизма (см. табл. 13.1).

Геологическое положение месторождений контролируется конкретными структурными элементами земной коры: контактами с интрузивными породами, дизъюнктивными и пликативными структурами. Месторождения группы локального метаморфизма чаще располагаются в фанерозойских складчатых областях и в осадочном чехле активизированных платформ.

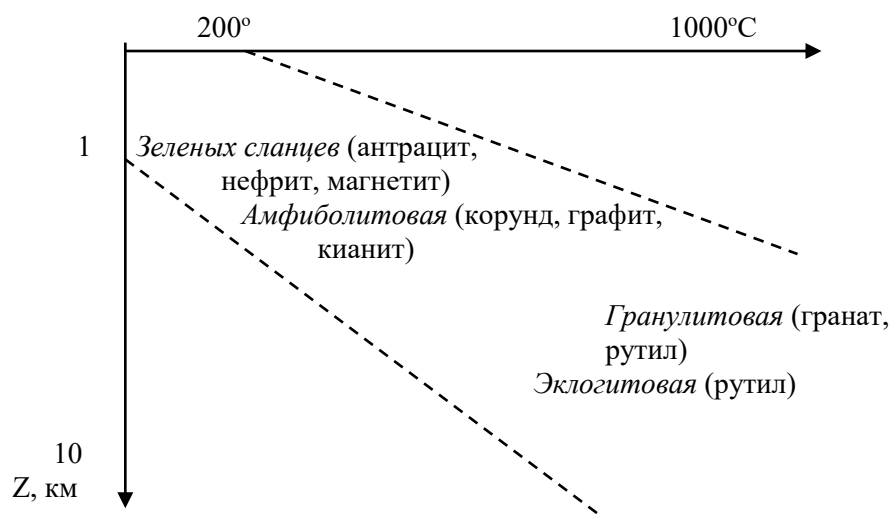
**Подклассы месторождений.** В классах месторождений метаморфогенной серии присутствуют дометаморфогенные первично эндогенные или экзогенные месторождения полезных ископаемых, испытавшие действие метаморфических процессов. Их относят к подклассу *метаморфизованных*. Это главным образом месторождения металлических полезных ископаемых. Месторождения, полезные ископаемые которых образовались в результате метаморфизма, относят к подклассу *метаморфических*. Это чаще месторождения неметаллических полезных ископаемых.

## 13.2. Месторождения динамотермального метаморфизма

### 13.2.1. Процессы образования и генетическая классификация месторождений

Главными отличительными чертами месторождений класса динамотермального метаморфизма являются их приуроченность к комплексам древних пород архея и протерозоя и дислоцированность тел полезных ископаемых складчатостью и разрывами.

Степень преобразования и состав полезных ископаемых определяются двумя факторами: фацией метаморфизма (рис. 13.1) и составом исходного вещества, подвергшегося метаморфизму.



**Рис. 13.1.** Состав полезных ископаемых разных фаций метаморфизма (курсив), температуры и глубины их образования. Пунктиром обозначены границы существования минералов, за пределами которых начинается их плавление

Класс по составу исходных веществ, как уже было отмечено, подразделяют на два под-класса: подкласс метаморфизованных и подкласс метаморфических месторождений.

### 13.2.2. Подкласс метаморфизованных динамотермальных месторождений

Подкласс объединяет месторождения, полезные ископаемые которых были сконцентрированы до их метаморфических преобразований. При метаморфизме изменяются не только минеральный состав и первичное залегание тел полезных ископаемых, возможна и перегруппировка вещества с образованием, наряду с первичными обычно бедными рудами, залежей богатых руд внутри продуктивной толщи. Следует отметить, что большинство зарубежных учёных метаморфизованные месторождения относят к тем же генетическим группам, к которым относятся их неметаморфизованные аналоги. По происхождению первичных концентраций полезных ископаемых подклассы разделены на ряды (табл. 13.2).

**Таблица 13.2.** Генетические ряды и типы метаморфизованных динамотермальных месторождений

Ряд	Генетический тип	Пример
Инфильтрационный кор выветривания	1. Ураноносных зон несогласия	Бассейн Атабаска, Канада; Аллигейтор-Ривер, Австралия
	2. Серебросвинцово-цинковый в метаморфитах	Маунт-Айза, Австралия
	3. Медно-кобальтовый в терригенных породах	Пояс Центральной Африки, Конго – Замбия
Осадочный механический	4. Золото- и ураноносных конгломератов	Витватерсранд, ЮАР
Осадочный хемогенный	5. Гематит-магнетитовых железистых кварцитов	КМА, Россия; Кривой Рог, Украина
	6. Золотоносных черных сланцев	Сухой Лог, Иркутская обл.
Гидротермально-осадочный	7. Магнетитовых кварцитов	Костомукшское, Карелия
	8. Колчеданно-полиметаллический в метаморфитах	Броукен-Хилл, Австралия

Первоначально метаморфизованные месторождения формировались в палеотектонических обстановках либо эмбриональной тектоники плит среднего – позднего архея, либо тектоники малых плит раннего протерозоя, либо внутриплитной тектоники среднего – позднего

протерозоя (табл. 13.3). Затем они подверглись метаморфическим преобразованиям вместе с рудоносными формациями горных пород, которые обычно одновременно являются средой их нахождения.

**Таблица 13.3.** Палеотектонические условия образования и рудоносные формации метаморфизованных месторождений класса динамотермального метаморфизма

Тип месторождений	Палеотектонические			Рудоносная формация
	группа	режим	обстановка	
1. Ураноносных зон несогласия	Палео-океаническая	Прото-спредин-говый	Пассивной окраины	Метатерригенная прибрежно-морская
2. Серебросвинцово-цинковый в метаморфитах (тип Салливан, Маунт-Айза)	Прото-платформенная	Плитной активизации	Рифтовая	Континентальная терригенная битуминозная
3. Медно-кобальтовый в терригенных породах		Плитный	Периколлизационная	Терригенная пестроцветная
4. Золото- и ураноносных конгломератов		Прото-плитный	Синеклизная трансгрессивная	Кварцево-кварцитопесчанниковых конгломератов
5. Гематит-магнетитовых железистых кварцитов			Инундационная	Железисто-кремнистая сланцевая
6. Золотоносных черных сланцев	Архео-океаническая	Плитной активизации	Рифтовая	Континентальная терригенная битуминозная
7. Магнетитовых кварцитов		Архео-спредин-говый	Археошельфовая	Метавулканогенная железисто-кремнистая
8. Колчеданно-полиметаллический в метаморфитах Медно-колчеданный	Прото-океаническая	Прото-спредин-говый	Протошельфовая?	Метавулканогенная

**Ряд инфильтрационный кор выветривания.** Тип ураноносных зон несогласия (unconformity-type) связан с древними корами выветривания и представлен крупными месторождениями урановых руд, на которые приходится более 30% зарубежных запасов урана. Их региональное положение определяется приуроченностью к границе прото- и мезопротерозоя, что объясняется существованием в начале мезопротерозоя суперконтинента Мегагея (Пангея 1) и достаточно высоким стоянием суши, благоприятствующим процессам выветривания. Типичны месторождения Эллиот-Лейк и бассейна Атабаска в Канаде, Аллигейтор-Ривер в Австралии.

В бассейне Атабаска месторождения локализуются в зоне контакта нижне- и среднепротерозойских метаморфитов, представленных апосилицитокластитами палеоаллювиального происхождения с признаками латеритного выветривания. Исследования изотопного состава минералов зон изменения пород показали следующее. Окисленные бассейновые флюиды с изотопными соотношениями  $\delta D$  от -41 до -21 ‰ и  $\delta^{18}O$  от 3 до 8 ‰ формировались за счет проэволюционировавшей морской воды, которая выщелачивала уран из вышележащих песчаников и транспортировала его путем инфильтрации по разломам в фундамент. Наличие графитистых частиц в фундаменте подтверждает накопление урана в восстановительных условиях (Alexandre et al., 2005). Установлена контролирующая роль морфологии рельефа в рудообразовании и выделены два типа оруденения:

- жильное монометалльное,
- стратиформное линзообразное комплексное с Ni, Co, As, Pb и примесью Au, Pt, Cu, TR, Fe (Jefferson et al., 2006).

*Тип серебросвинцово-цинковый в метаморфитах* стратиформных месторождений связан с терригенной глинистой битуминозной формацией, образование которой происходило в рифтогенной обстановке (Митчелл, Гарсон, 1984). Для примера остановимся на характеристике крупнейшего стратиформного полиметаллического месторождения Мак-Артур-Ривер (бассейновая система Маунт-Айза, Северная территория Австралии). Оно залегает среди метаосадочных пород, возраст которых 1640 млн лет, что соответствует границе между палео- и мезопротерозоем. Содержание керогена и битумов в них достигает 1,1 – 2%. Метаморфизм органики происходил в интервале температур 120 – 180 °С (Mackenzie et al., 2008). По данным исследований Southgate Peter N. et al. (2006), руды формировались при температуре менее 200° С из бедных сероводородных и окисленных флюидов. Генерация флюидов происходила за счет метеорных и морских вод или только метеорных вод. Флюиды циркулировали в водоносных слоях, где становились металлоносными в результате выщелачивания рудных компонентов из окружающих пород.

*Тип медно-кобальтовый в терригенных породах* представлен поясом месторождений Центральной Африки (Конго–Замбия), которые характеризуются пластовыми залежами в кембрийских осадочных породах (рис. 13.2). На их долю приходится более 40% мировых запасов и добычи меди. Положение месторождений контролируется терригенной пестроцветной формацией платформенной периколлизионной обстановки.

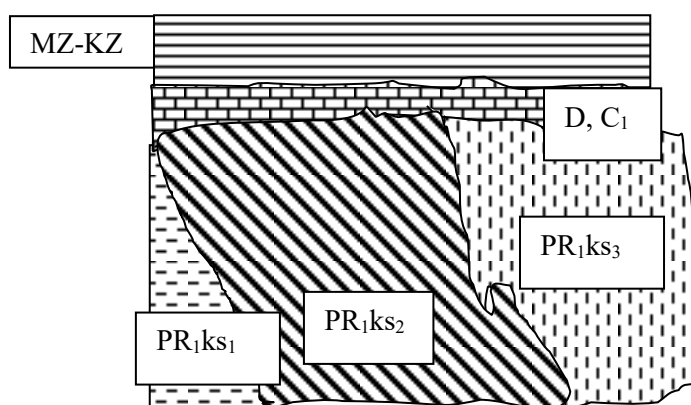


**Рис. 13.2.** Вертикальный разрез пластовой залежи медно-кобальтовых руд (черная линия).  
Месторождение Роан Антелоп

**Ряд осадочный механогенный** включает тип золото- и ураноносных конгломератов. Месторождения типа, в том числе и уникальные месторождения золота бассейна Витватерсранд в ЮАР, приурочены к крупному стратиграфическому перерыву между археем и протерозоем. Положение их контролируется базальными терригенными формациями протосинеклизных тектонических обстановок. Месторождения представляют собой метаморфизованные древние придельтовые россыпи (paleoplacer-type). Накопление золота происходило на гидродинамическом барьере, а урана — на восстановительном сероводородном геохимическом барьере, о чем свидетельствуют находки реликтов органических веществ и присутствие пирита в рудах.

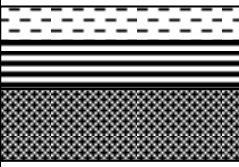

**Ряд осадочный хемогенный** представлен двумя типами. *Тип гематит-магнетитовых железистых кварцитов* включает месторождения, которые приурочены к перерыву между археем и протерозоем. Это расположенные на щитах месторождения курской серии на территории Курской магнитной аномалии (КМА) (Россия) (рис. 13.3, табл. 13.4), криворожской серии Криворожского бассейна (Украина), серии минас в Бразилии, бассейна Хамерсли (Австралия), бассейна оз. Верхнее (США, Канада). К типу относят перечисленные бассейны джеспилитов и марганцево-рудные спессартин-родонитовые железистые кварциты (гондиты) бассейнов Индии и Бразилии. Об осадочном генезисе руд свидетельствуют полосчатые текстуры. Полагают, что метаморфическим преобразованиям подверглись железисто-кремнистые осадки. Главной причиной их накопления считается появление окислительной обстановки в атмосфере Земли благодаря увеличению содержания кислорода. В океане существовала восстановительная (аноксидная) среда и железо вместе с марганцем находились в растворимой двухвалентной форме. В зоне шельфа металлы окислялись и выпадали в оса-

док. Железо и марганец в виде оксидов осаждались на границе восстановительной и окислительной сред.



**Рис. 13.3.** Геологический разрез толщи железистых кварцитов (джеспилитов) нижнего протерозоя КМА

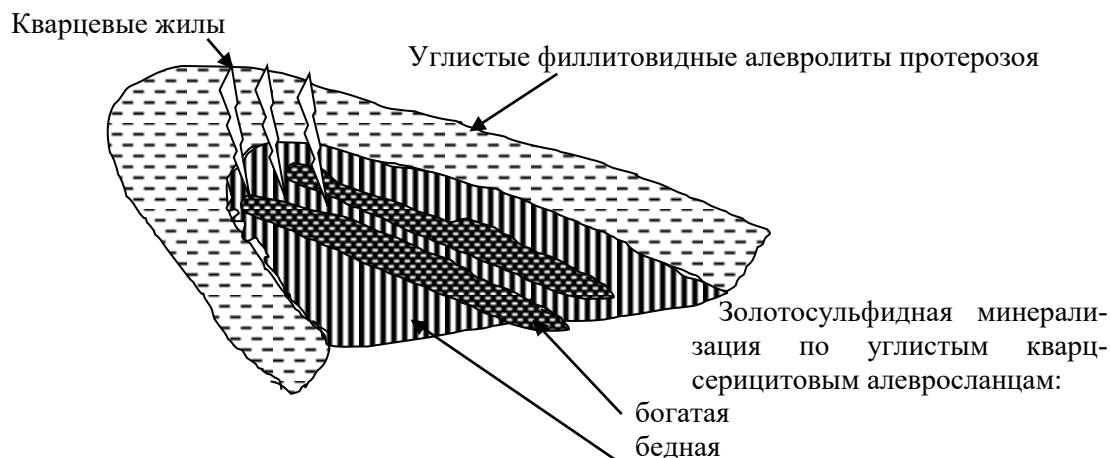
**Таблица 13.4.** Стратиграфическая колонка Яковлевского рудного поля КМА

Акротема	Эонотема	Эратема	Система, возраст, млн лет	Состав	Мощность, км
Неозойская, NZ	Фанерозойская, PH	Мезокайнозойская	—	Осадочные породы	—
		Палеозойская, PZ	Каменноугольная, C <sub>1</sub> (295–360)	Известняки, переотложенные осадочные руды	0,200
			Девонская, D (360–418)	Кора выветривания (бокситы, железные руды)	0,100
Протерозойская, PR	Нижнепротерозойская, PR <sub>1</sub>	Оскольская серия	—	Конгломераты, песчаники, мраморы, метавулканиды	—
		Курская серия, PR <sub>1</sub> ks (2,3–2,6 млрд лет)		Вверху: сланцы (PR <sub>1</sub> ks <sub>3</sub> ) Железистые кварциты (PR <sub>1</sub> ks <sub>2</sub> ) Внизу: метапесчаники и сланцы (PR <sub>1</sub> ks <sub>1</sub> )	2–5
Архейская, AR	Верхнеархейская, AR <sub>2</sub>	Михайловская серия		Метабазальты, метакоматииты, гнейсы, железистые кварциты	—
	Нижнеархейская, AR <sub>1</sub>	Обоянская серия (3,0–3,5 млрд лет)		Гнейсы и гранитогнейсы	—

Тип золотоносных черных сланцев в последние годы привлекает особое внимание благодаря заключенным в них крупным прогнозным ресурсам и запасам. Особенностью положения месторождений метаморфизованных золото- и платиноносных черных сланцев является приуроченность их, как и месторождений полиметаллов, к рифтогенным структурам и связь с терригенными формациями, содержащими первично углеводородное вещество. Так, месторождение Сухой Лог (Иркутская область) располагается в позднепротерозойских черных сланцах и алевролитах, содержащих органику и пирит. Рудные тела пластообразной формы сосредоточены в ядре антиклинали. Золото концентрируется в тонких параллельных слоистости кварцевых прожилках с пиритом (рис. 13.4).

Ученые, изучавшие месторождение Сухой Лог Ленской золоторудной области в России (Large et al., 2007), выделяют 6 стадий формирования пирита сланцев, среди которых наиболее высокими содержаниями золота характеризуется синседиментационный пирит. В нем

содержание невидимого золота колеблется в интервале 0,4-12,1 ч/млн, составляя в среднем 3,22, а среднее содержание мышьяка составляет 1900 ч/млн. Он обогащен цветными металлами. При метаморфизме золото высвобождалось из перекристаллизовавшегося первичного пирита и перераспределялось в виде свободного золота и теллуридов золота в метаморфическом пирите и пирите пирит-кварцевых прожилков.



**Рис. 13.4.** Схематический поперечный разрез месторождения Сухой Лог (по В.А. Буряку из книги В.В. Авдонина и др., 2005)

Аналогичное палеотектоническое положение и связь с углеродистыми формациями характерны для уран-благороднометалльного оруденения на Балтийском щите (Карелия). Отмечается, что первичная концентрация U с Au и платиноидами осуществлялась в рифтовых структурах совместно с V, Mo, Ni, Co, Ag, Bi в зонах структурно-стратиграфических несогласий между выветрелым архейским гранит-зеленокаменным фундаментом и раннепротерозойскими протоплатформенными образованиями. Рудообразованию способствовало участие углеводородов, реликтами которых являются углеродистые (шунгитовые) сланцы, которые рассматриваются как продукты преобразования древнейшего нефтяного резервуара, существовавшего в наиболее погруженных участках структур. На платинозолотоурановом месторождении Средняя Падма в Онежском рифте битумоиды в зоне рудообразования замещены разнообразными слюдистыми минералами, сохранившими ароматические углеводороды. Наличие реликтовых биомаркеров – фитана и пристана – указывает на участие биогенной морской раннепротерозойской нефти в формировании оруденения (Минеева, 2008).

**Ряд гидротермально-осадочный** содержит тип магнетитовых и гематит-магнетитовых железистых кварцитов обоянской и михайловской серий бассейна КМА (табл. 13.4), залежи Костомукшского бассейна (Россия), магнетитовых кварцитов архея Канады. Их положение определяется приуроченностью к вулканогенным коматиит-базальтовым формациям археоспрединовых обстановок.

Метаморфизму были подвергнуты руды типа колчеданных полиметаллических месторождений протерозоя Австралии (месторождение Броукен-Хилл). Сближенные субпараллельные пластовые залежи месторождения сложены перекристаллизованным сфалеритом и галенитом. К этому же типу можно отнести Горевское месторождение в Красноярском крае (Россия). Оно представлено сближенными стратифицированными линзообразными телами галенит-сфалеритовых руд с пирротинном, залегающими среди мраморизованных известняков верхнего протерозоя.

Уникальное колчеданно-полиметаллическое месторождение Броукен Хилл (Broken Hill) в Восточной Австралии и его аналоги, по мнению большинства исследователей, имеют вулканогенно-осадочную природу. Месторождение залегает в толще кварцитов и гнейсов супергруппы Вильям мезопротерозоя, которая развивалась в системе Маунт-Айза – Брокен Хилл.

Шесть рудных линз месторождения залегают одна над другой и образуют минерализованную зону длиной 7,3 км, шириной 850 м и толщиной 250 м. Палеотектоническая обстановка его образования рассматривается как рифтогенная (Sawkins, 1990, p. 314 – 315).

\*   \*  
\*

Таким образом, положение метаморфизованных первично экзогенных месторождений в конечном счете определяется теми же факторами, что и положение фанерозойских месторождений экзогенной серии: существованием рудообразующих бассейнов, приуроченных к перерывам в осадконакоплении, благоприятными климатическими и тектоническими условиями. Метаморфические преобразования первичных руд в основном являются изохимическими, минеральный состав пород изменяется в соответствии с фацией метаморфизма. Наиболее существенные перераспределения вещества отмечаются на золоторудных месторождениях.

Метаморфизованные гидротермально-осадочные месторождения, как и фанерозойские, имеют связь с толщами вулканогенных пород и аналогичную им форму залегания.

### 13.2.3. Подкласс метаморфических динамотермальных месторождений

Образование полезных ископаемых месторождений подкласса происходит в результате метаморфических преобразований горных пород. Минеральный состав полезных ископаемых определяется степенью метаморфизма и составом исходных пород. Генетический тип и вид полезного ископаемого метаморфического подкласса зависят от фации метаморфизма, на которую указывает ряд месторождения (табл. 13.5).

**Таблица 13.5.** Генетические ряды и типы метаморфических динамотермальных месторождений

Под-класс	Ряд	Генетический тип	Пример
Метаморфический динамотермальный	Зеленосланцевый	Мраморов	Южный Урал
		Хрусталеносных альпийских жил в терригенных породах	Полярный Урал
		Родонитовый	Урал
		Кровельных сланцев	Рудные горы, Германия
		Амфибол-асбеста	Сысертское, Средний Урал
		Нефритовый	
	Амфиболовый	Графита	Завальевское, Украина
		Наждака (корунда)	Карелия
		Яшмовый	Орск, Оренбургская обл.
		Кианит-силлиманитовый	Кейвское, Мурманская обл.
	Гранулитовый	Кварцитов	Шокшинское, Карелия; Бакальское, Челябинская обл.
		Гранатовый	Карелия
	Эклогитовый	Рутиловый в метагаббро	Урал

Геологическое положение генетических рядов месторождений определяется положением зон с различной степенью метаморфических преобразований горных пород (табл. 13.6).

Большинство месторождений *зеленосланцевого ряда* располагается в складчатых областях, затронутых метаморфизмом, обусловленным коллизионными процессами. В этом отношении типичны месторождения Урала. Здесь имеются строительные сланцы, образовавшиеся по глинистым породам, мраморы – по известнякам (Бисерское месторождение на Среднем Урале в Пермском крае), хрусталеносные альпийские жилы в кварцитопесчаниках Полярного Урала, месторождения уникального марганцевого минерала родонита, образовавшегося по марганцевистым карбонатам. Большинство перечисленных полезных ископаемых расположено на западном склоне Урала в пределах Центрально-Уральского поднятия, где метамор-



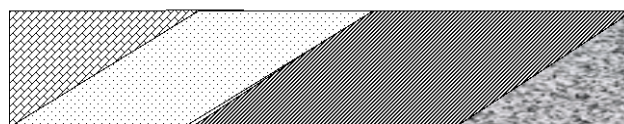
физм зеленосланцевой фации проявился достаточно интенсивно. Подобный метаморфизм имел место и восточнее, в сутурных зонах Урала, где в результате изменений гипербазитов возникли месторождения амфибол-асбеста (Сысертское на Среднем Урале) и нефрита.

**Таблица 13.6.** Палеотектонические условия образования и рудоносные формации метаморфических месторождений группы регионального метаморфизма

Тип месторождений	Палеотектонические			Рудоносная формация
	группа	режим	обстановка	
Кровельных сланцев (Рудные горы, Германия)	Океаническая	Коллизионный	Надвигового пояса	Метатерригенная глинистая
Мраморов (Южный Урал)				Метакарбонатная
Хрусталеносных альпийских жил в терригенных породах (Полярный Урал)				Метатерригенная кварцитопесчаниковая
Родонитовый				Метакарбонатная марганцовистых известняков и родохрозитов
Кианит-силлиманитовый (Кейвское, Мурманская обл., Россия)	Прото-платформенная	Прото-активизации	Тектоно-термальной переработки	Кианитовых сланцев
Графитовый (Завальевское, Украина)				Графитовых гнейсов
Наждака (Карелия, Россия)				Метатерригенная бокситоглинистая
Кварцитов (Шокшинское, Карелия, Россия)				Метатерригенная песчаниковая
Гранатовый				Метатерригенная глинистая
Амфибол-асбестовый (Сысертское, Средний Урал)	Океаническая	Коллизионный	Сутурной зоны	Дунит-перидотитовая
Нефритовый				Метатерригенная глинистая

Месторождения *амфиболитового, гранулитового и эклогитового рядов* распространены в пределах щитов древних платформ или блоков фундамента платформ, вовлеченных в складчатые системы.

На Балтийском щите к *амфиболитовой фации* относятся кианитовые сланцы, залегающие в виде мощной и протяженной толщи (свита кейв) в Мурманской области. Сланцы рассматриваются как перспективное высокоглиноземистое сырьё. К этой же фации относятся залежи наждака в Карелии, высококачественного чешуйчатого графита в гнейсах на Украинском щите (рис. 13.5).



Мрамор Кварцит Графитовый гнейс Гранит

**Рис. 13.5.** Разрез Завальевского месторождения кристаллического графита (графитовый гнейс) на Украине

С *гранулитовой фацией* метаморфизма связаны месторождения наиболее прочных и долговечных строительных камней – кварцитов. На Балтийском щите в Карелии разрабатывается Шокшинское месторождение ценного декоративного малинового кварцита. На Южном Урале – Бакальское месторождение кварцитов для получения динасовых огнеупоров. Гранулитовый ряд включает также месторождения гранатовых пород, используемых как абразивный материал.

### 13.3. Месторождения класса региональных метасоматитов. Линейные альбититы

Класс региональных метасоматитов объединяет породы, образование которых связано с региональным эндогенным тепломассопереносом вещества, захватывающим громадные участки земной коры. Полагают, что образование метасоматитов обусловлено действием широкого фронтального флюидно-теплогового потока, идущего из недр Земли. Считают, что такие потоки проявляются на протяжении определенного импульса эндогенной активности. Импульсы могут предварять, сопровождать и завершать определенную стадию магматизма либо проявляться самостоятельно без магматических явлений (Петрографический ..., 2009). Вопрос о региональном метасоматозе до конца не разработан, так как отдельные разновидности пород могут иметь магматическую и метасоматическую природу. Региональные метасоматиты (табл.13.7) распространены на щитах древних платформ.

**Таблица 13.7.** Отряды, подотряды, семейства и виды пород регионального метасоматоза (Петрографический ..., 2009)

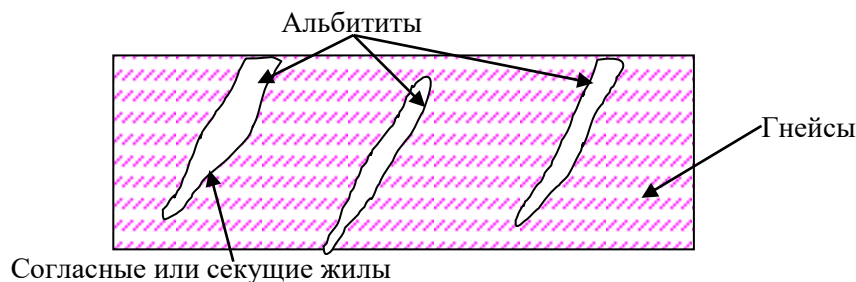
Отряд	Подотряд	Семейства	Виды и их минеральный парагенез
Ще- лочные	Калиевые	Высокотемпературные	<b>Метасоматический чарнокит:</b> ортоклаз, гиперстен, кварц ± олигоклаз, диопсид
			<b>Гранулит кислый:</b> ортоклаз, кварц, силлиманит, пироп – альмандин
	Натриевые	Высокотемпературные	<b>Эндербит:</b> олигоклаз – андезин, гиперстен, кварц ± диопсид
		Среднетемпературные	<b>Глаукофановый сланец:</b> глаукофан ± эпидот, фенгит, гранат, кварц
Кис- лотные	Глино- зёмистые	Высокотемпературные	<b>Кианитовый сланец:</b> кианит, силлиманит, пироп – альмандин, кварц ± рутил, графит, плагиоклаз
		Среднетемпературные	<b>Андалузитовый сланец:</b> андалузит, кварц ± ставролит, мусковит, ильменит
	Кремнезёмистые	Высокотемпературные	<b>Кварцит:</b> кварц ± силлиманит, рутил, графит
		Среднетемпературные	<b>Кварцит:</b> кварц ± мусковит, фибролит

Перечисленные в табл. 13.7 горные породы могут использоваться как естественные строительные камни, обладающие высокой прочностью и декоративностью. Они формируются в условиях гранулитовой фации метаморфизма. С региональным метасоматозом связывают также образование альбититов (табл. 13.8).

**Таблица 13.8.** Ряды и типы полезных ископаемых регионально-метасоматического класса

Ряд	Тип	Пример
Гранулитовый	Чарнокитов	Индийский щит
	Эндербитов	
Линейных альбититов	Уран-титановых альбититов	Балтийский щит
	Пирохлор-гентгельвиновых альбититов	Украинский, Балтийский щиты

Залежи альбититов бывают приурочены к субпараллельным линейно вытянутым зонам среди гранитогнейсов. Они имеют вытянутую форму, за что получили название «линейные альбититы» (рис. 13.6). Породы рассматриваются как сырьё, перспективное для получения металлов, таких как U, Nb, Be (см. табл. 13.8).



**Рис. 13.6.** Жилообразные тела линейных альбититов, залегающие среди гнейсов

Образование линейных альбититов, по-видимому, обусловлено процессами метасоматоза, протекающими в линейных зонах глубоко метаморфизованных пород, проницаемых для флюидов.

## 13.4. Месторождения мигматитового класса

### 13.4.1. Понятие о мигматитах

Мигматиты являются полигенетическими породами, в образовании которых участвуют метаморфические, метасоматические и магматические процессы. Термин «мигматит» был предложен финским геологом Я.И. Седерхольмом в 1907 г. для обозначения пород, состоящих из гнейсового субстрата и тонко пронизывающего его жильного инъекционного материала, преимущественно гранитного состава.

По современным представлениям *мигматит* (от греч. *μικτός* (мигматос) – смесь) – это полигенная горная порода, в которой макроскопически устанавливаются две разнородные части: палеосома и неосома. *Палеосома* представляет собой более древний субстрат породы, имеющий состав и структуру, аналогичные метаморфическим породам. *Неосома* – это новообразованный жильный материал породы, чаще всего представленный гранитом, аплитом или пегматитом.

Мигматизация приводит к частичному или полному плавлению пород. В результате плавления образуется силикатный расплав – *мигма*. Термин «мигма» предложен для того, чтобы разделить понятия о первичном расплаве (магме) и расплаве, образовавшемся в результате метаморфических и метасоматических процессов (мигме).

Процесс протекает в условиях амфиболитовой фации, т.е. в условиях средней, а не высшей ступени метаморфизма, поэтому его нельзя называть ультраметаморфизмом. Мигматизация происходит в открытой системе с привнесением флюидов, т.е. с участием метасоматоза. С возрастанием давления флюидов температура существования образующихся гранитных расплавов понижается до 650–700°C, т.е. становится ниже температуры образования гнейсов и кристаллических сланцев.

Образование мигматитов связано с тектономагматической активизацией земной коры, формированием «горячих точек». В это время происходит воздымание территорий в связи с формированием купольных структур – участков прогрева земной коры за счет подъема струй мантийного вещества.

Тела мигматитов залегают среди древних кристаллических сланцев докембрийских щитов и имеют архейский или протерозойский возраст. Мигматиты и окружающие их граниты исследователи объединяют в *мигматит-гранитную формацию* горных пород. Формация характерна для гранулит-гнейсовых поясов.

С мигматитами связаны месторождения, образовавшиеся в результате процесса мигматизации. Их можно разделить на три подкласса: собственно мигматитовый, мигматит-пегматитовый, мигматит-кварцевый (табл. 13.9).

Таблица 13.9. Подклассы и генетические типы месторождений мигматитового класса

Подкласс	Генетический тип	Пример
Мигматитовый	Естественные строительные камни	Карелия
Мигматит-пегматитовый	Керамические пегматиты	Байкало-Витимский, Карело-Кольский пояса
	Редкометалльные пегматиты	Россинг, Намибия
	Мусковитовые пегматиты	Мамско-Чуйский район, Карелия
Мигматит-кварцевый	Кварц-золоторудный	Колар, Индия

### 13.4.2. Подкласс мигматитовых пегматитов

*Региональное геологическое положение.* Мигматитовые пегматиты встречаются в пределах щитов докембрийских платформ. Они располагаются среди формаций метаморфических пород – гнейсов и кристаллических сланцев в связи с мигматит-гранитной формацией (Ткачев и др., 1998). Находясь в зонах тектономагматической активизации, пегматитовые месторождения образуют крупные минерагенические пояса.

*Общие особенности строения.* Пегматитовые тела эпигенетичны по отношению к вмещающим их горным породам. По форме преобладают жильные секущие тела, встречаются и согласные линзообразные залежи. Размеры тел обычно небольшие, длина их измеряется первыми десятками, реже сотнями метров, а мощность – единицами метров. Внутреннее строение пегматитовых тел характеризуется зональной текстурой и письменной неравномерно-зернистой, часто гигантокристаллической структурой.

*Классификация пегматитовых месторождений.* По составу и условиям образования подкласс мигматитовых пегматитов делится на три типа: керамические, редкоземельные, мусковитовые. Ранее В.И. Смирнов (1989) по генезису их разделял на простые (керамические) и перекристаллизованные (мусковитовые) пегматиты. Простые пегматиты не несут явных следов перекристаллизации и метасоматических изменений.

*Керамические пегматиты* представляют собой тела письменных гранитов, состоящие из закономерных анхизвтектических сростаний серого кварца и более светлых полевых шпатов в соотношении 1 : 3. Они могут содержать минералы редких земель. Керамическими они называются из-за использования в керамической промышленности. Вместе с тем они могут быть использованы как поделочные камни. Формы залегания их могут быть жильными и пластообразными. Типичные керамические пегматиты, по А.И.Гинзбургу, залегают среди метаморфических горных пород гранулитовой фации метаморфизма фундаментов древних платформ (рис. 13.7).

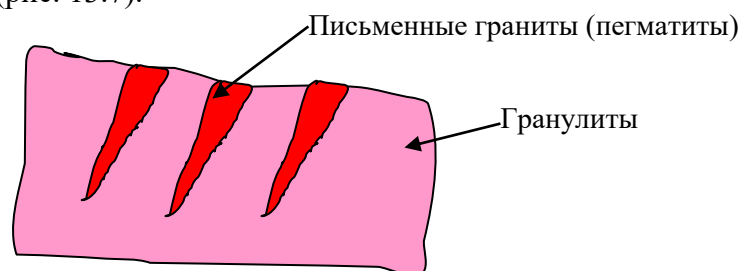


Рис. 13.7. Строение поля керамических пегматитов

*Редкометалльные пегматиты.* Типичным представителем является месторождение урановых руд Россинг в Намибии на Южно-Африканской платформе. Месторождение представлено комплексом раннепалеозойских пегматоидных пород, пронизывающим гнейсы, сланцы и мраморы позднего докембрия. Оруденение сосредоточено в аляскитовых (кварц-полевошпатовых) породах, содержащих мелкую вкрапленность уранинита, бетафита и бран-

нерита (Авдонин и др., 2005). Оруденение связывается с мигматизацией вмещающих пород, обогащённых ураном.

**Мусковитовые пегматиты** на территории России известны в двух минерагенических поясах – Карело-Кольском раннепротерозойского возраста на Балтийском щите Восточно-Европейской платформы и Байкало-Витимском позднепротерозойском в южном обрамлении Сибирской платформы. В Забайкалье выделяется крупный Мамско-Чуйский район с известными Мамскими месторождениями мусковита.

Мусковитовые пегматиты залегают среди пород амфиболитовой фации метаморфизма (рис. 13.8). Пегматитовые тела имеют пласто-, линзообразную согласную с вмещающими кристаллическими сланцами форму и секущую жильную или трубообразную.

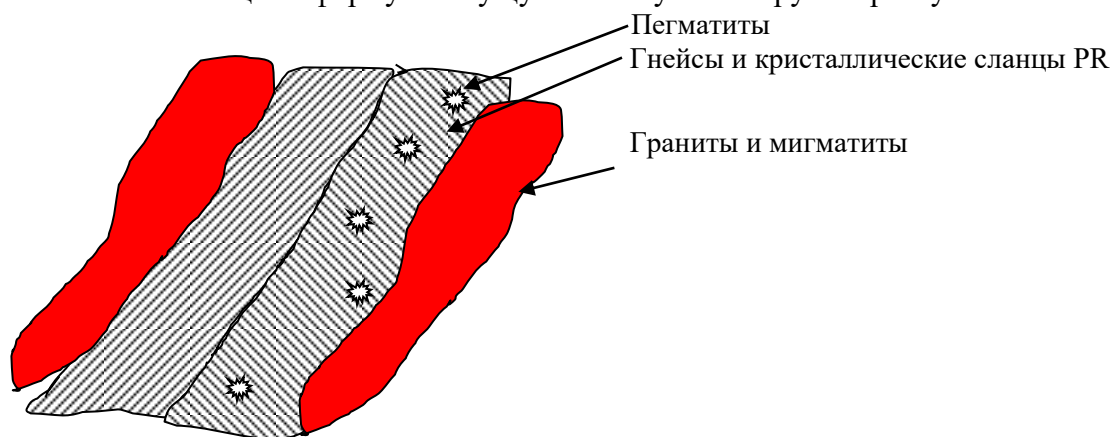


Рис. 13.8. Схема строения пегматитового поля (на примере Мамского района)

Гнезда мусковита размером до метра в поперечнике встречаются только среди гигантозернистых пегматитов в ассоциации с кварцем, полевым шпатом и биотитом (рис. 13.9). В крупнозернистых пегматитах кристаллы мусковита равномерно распределены по всей массе породы, однако размеры их небольшие – 2–3 см в поперечнике.



Рис. 13.9. Строение пегматитовой жилы с гнездом мусковита, залегающей в кристаллических сланцах

Размеры пегматитовых тел колеблются от первых десятков до сотен метров по простиранию и от долей метра до первых десятков метров по мощности. Мелкозернистые пегматиты используются как керамическое сырье и поделочные камни, добываются полевошпатовое сырье и кварц.

По поводу образования мусковитовых пегматитов существует гидротермально-метасоматическая гипотеза, выдвинутая в конце сороковых годов А.Н. Заварицким. Он полагал, что пегматиты могут образоваться по любой породе, близкой по составу к гранитам.

К условиям зон высокого метаморфизма фундаментов платформ может быть приложима метаморфогенная гипотеза пегматитообразования, выдвинутая финским петрологом Эскола и советским ученым Н.Г. Судовиковым об образовании пегматитов в результате частичного плавления вещества при метаморфизме.

По результатам исследования газово-жидких включений, приведенным А.И. Гинзбургом и др. (1979), следует, что керамические пегматиты образуются в интервале температур 500–300° на глубинах более 10 км, характерных для гранулитовой фации метаморфизма, мусковитовые – в интервале температур также 500–300°, но при давлениях, соответствующих глубинам 8–10 км, т.е. нижней части амфиболовой фации, редкометалльные – при температурах 600–400° и на глубинах 8–3 км амфиболовой фации (см. табл. 8.5).

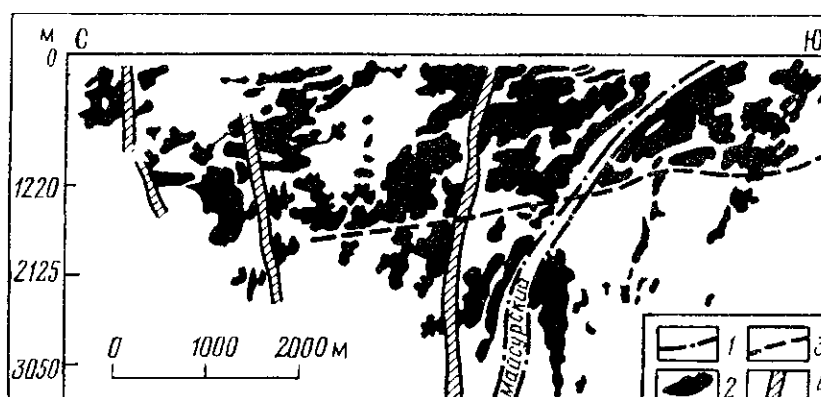
### 13.4.3. Подкласс мигматит-кварцевый

Мигматит-гранитные формации горных пород, с которыми связаны месторождения подкласса, распространены в древних кратонах, где они окружают гранит-зеленокаменные области мезоархея (AR<sub>2</sub>). Их ещё называют поясами тектоно-термальной переработки (Хаин, Божко, 1988). Это наиболее поздние из архейских образований зеленокаменных поясов, представленные калиевыми гранитами и окружающими их ореолами гранитизации. Они свидетельствуют о существовавшем в конце архея режиме активизации, наложившемся на зеленокаменные пояса. В составе зеленокаменных поясов присутствует мантийный материал в виде базальтов, коматиитов, реже анортозитов.

Тектоно-термальная переработка, наложившаяся на зеленокаменные пояса, обусловила высокую степень метаморфизма амфиболовой и гранулитовой фаций. В них присутствуют реликтовые гранитогнейсовые купола, чарнокиты, эндебериты и пегматиты.

Мигматизация зеленокаменных поясов благоприятствовала мобилизации вещества золотосодержащих коматиитов, которая привела к образованию крупных гидротермальных месторождений, таких как кварц-золоторудные месторождения района Колар в Индии.

Рудное поле Колар расположено в шт. Карнатака. Оно приурочено к узкой полосе докембрийских амфиболитов длиной до 80 км, шириной до 5 км, залегающей среди гнейсов Индостанского щита. В амфиболитах известно 15 субпараллельных рудных зон. Крупнейшая золотокварцевая зона «Чемпион» состоит из серии турмалин-кварцевых крутопадающих рудных столбов, содержащих сульфиды Pb, Zn, Co, Mo, а также минералы U и W (рис. 13.10).



**Рис. 13.10.** Продольная проекция жилы «Чемпион» (по С. Нарайянасвами и др., 1981):

1 – дорудные разломы, 2 – рудные столбы, 3 – пологие столбы, 4 – послерудные долериты  
(из кн. Б.И. Беневольского и др., 1995)

Другая крупная золотосульфидно-кварцевая зона «Ориенталь» содержит пирротин, арсенипирит, галенит, пирит, халькопирит, шеелит и магнетит. Золото высокопробное (900–950), находится в ассоциации с теллуридами, среднее содержание 5,5 г/т. Рудные зоны при малой мощности (первые метры) отличаются постоянством состава, прослежены в длину по простиранию на 12 км, по падению до 3 км (Горная ..., 1987; Беневольский и др., 1995).

Таким образом, месторождения региональной метаморфогенной группы весьма разнообразны по условиям образования и состава. Ведущую роль в группе играют собственно регионально-метаморфизованные месторождения (динамотермальные). Их формирование связано с метаморфическими преобразованиями первично экзогенных и эндогенных месторождений, образовавшихся в условиях докембрия. Появление другой части месторождений обязано метаморфическому минералообразованию.

По-видимому, важную, но недостаточно изученную роль в формировании месторождений играют процессы регионального метасоматоза. С ними связано образование тел линейных альбититов, которые могут служить источником редкометалльного сырья.

Процессы мигматизации, частичного плавления пород, приводят к протеканию магматических и гидротермальных процессов и формированию метаморфогенных пегматитов и гидротермалитов.

Региональные метаморфические процессы охватили огромные объёмы земной коры и благодаря этому создали крупные и уникальные месторождения полезных ископаемых, которые являются основой минерально-сырьевой базы земного шара.

## Глава 14

# МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЛОКАЛЬНОЙ МЕТАМОРФОГЕННОЙ ГРУППЫ

Группа локальных метаморфогенных месторождений в соответствии с минералообразующими процессами, отраженными в Петрографическом кодексе (2009), подразделена на два класса: класс контактового метаморфизма и класс дислокационного метаморфизма. В главу включены также сведения об ударном метаморфизме.

### 14.1. Месторождения класса контактового метаморфизма

Месторождения класса контактового метаморфизма образуются в результате воздействия тепла магматических пород на вмещающие, преимущественно осадочные, горные породы. Поэтому их ещё называют месторождениями *термального метаморфизма*. В результате расположения на контакте месторождения оказываются связанными с двумя формациями горных пород, одна из которых содержит исходное вещество, подвергшееся метаморфизму, т.е. является рудоносной, а другая представлена магматическими породами, под действием энергии которых произошли метаморфические изменения с образованием полезного ископаемого, т.е. является рудообразующей.

Месторождения контактового метаморфизма встречаются на платформах и в складчатых областях. На платформах они формируются в тектонических обстановках магматической активизации, когда магмы внедряются в толщу пород осадочных чехла.

В складчатых областях они образуются на субдукционной и коллизионной стадиях их развития, в условиях внедрения магмы в толщу окружающих пород.

Метаморфизму может подвергнуться ранее существовавшее скопление полезного ископаемого и преобразоваться с изменением минерального состава, но с сохранением полезного химического элемента, либо полезное ископаемое может образоваться непосредственно в результате метаморфизма. В соответствии с этим класс месторождений контактового метаморфизма по аналогии с месторождениями регионального метаморфизма разделен на два подкласса: подкласс метаморфизованных и подкласс метаморфических месторождений (табл. 14.1).

**Таблица 14.1.** Генетическая классификация месторождений контактового метаморфизма

Подкласс	Тип полезных ископаемых
Метаморфизованный	Апатитовый (месторождения Вьетнама)
	Магнетитовый (Бивабик, США)
Метаморфический	Мраморов (Высокогорское, Урал)
	Графитовый (Курейское, Сибирь)
	Корундовый (месторождения Греции)

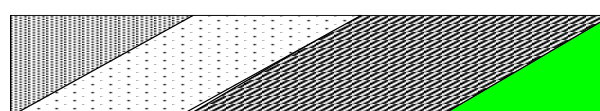
Подкласс метаморфизованных месторождений включает достаточно редкие объекты, в которых полезное ископаемое было накоплено до метаморфических преобразований. К нему относятся несколько примеров первично осадочных месторождений. В их числе метаморфизованные до апатита месторождения фосфоритов в Северном Вьетнаме, залежи магнетита, образовавшиеся при контактовом метаморфизме бурых железняков (см. табл. 14.1).



Подкласс метаморфический объединяет более широко распространенные месторождения неметаллических полезных ископаемых. Это месторождения мраморов, образовавшиеся после перекристаллизации карбонатных пород на контакте с гранитоидами (см. рис. 9.5). Месторождения характерны для складчатых областей, например, Высокогорское месторождение на Среднем Урале в Свердловской области, Коелгинское на Южном Урале в Челябинской области.

Весьма редким для класса является месторождение наждака в Греции, возникшее при метаморфизме бокситов.

К этому же классу относятся крупные месторождения графита на Сибирской платформе (Курейское и Ногинское), образовавшиеся под действием долеритов трапповой формации на пласты угля Тунгусского бассейна в Красноярском крае (рис. 14.1).



Кварцитопесчаники      Графит      Долериты

**Рис. 14.1.** Схематичный разрез Курейского месторождения скрытокристаллического графита Тунгусской графитовой области на Сибирской платформе (Красноярский край), образовавшегося при контактовом метаморфизме угля

## 14.2. Месторождения дислокационного метаморфизма

Класс месторождений дислокационного метаморфизма ранее не выделялся, однако в последние годы уральские геологи обратили внимание на полезные ископаемые и минерагению шовных зон Урала – зон разломов, разделяющих крупные блоки земной коры. В них существенную роль играют разрывные нарушения сдвигового характера, которые контролируют, в частности, кварцево-жильные образования (Огородников и др., 2004, 2007; Поленов, 2008).

К расположенным в шовных зонах породам эклогитовой фации метаморфизма приурочены месторождения рутила в метаморфизованных габбро-долеритах на Южном Урале (табл. 14.2).

**Таблица 14.2.** Палеотектонические условия образования и рудоносные формации месторождений дислокационного метаморфизма

Тип месторождений	Палеотектонические			Рудоносная формация
	группа	режим	обстановка	
Рутиловый в метагабброидах	Прото-платформенная	Протоактивизации	Шовной зоны	Метадолеритовая
Гранулированного кварца				Метапесчаниковая
Алмазоносных гнейсов				Метатерригенная

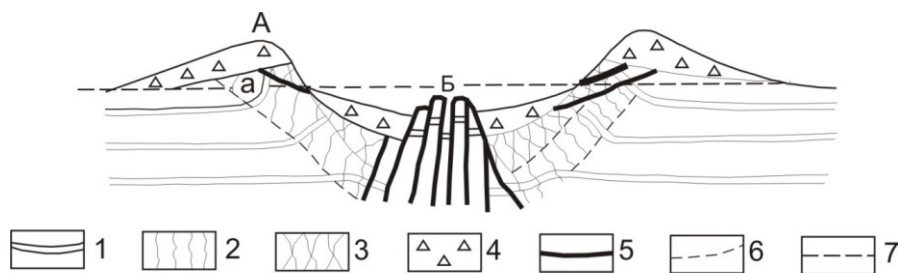
Шовными зонами Уральской складчатой области контролируется положение жил высококачественного гранулированного кварца на Южном Урале.

Со стрессовым метаморфизмом гнейсов Кокчетавского метаморфического комплекса в Северном Казахстане связано крупное Кудымкольское проявление мелких алмазов. Его образование связывается с погружением углеродистых пород в мантию, которые позже были тектонически эксгумированы с глубины и выведены на поверхность.

### 14.3. Месторождения ударного метаморфизма

Продукты ударного метаморфизма – импактные или коптогенные горные породы – образуются при падении метеоритов на земную поверхность. В результате возникают особые кольцевые морфоструктуры – метеоритные кратеры, в которых находятся импактные породы (рис. 14.2). Причиной образования импактных пород и структур является высокоскоростной удар, при котором в одно мгновение выделяется огромная масса энергии, поднимающая температуру до десятков тысяч градусов Цельсия и давление до десятков тысяч атмосфер. В результате происходит растрескивание земного субстрата, его плавление и мгновенное испарение вещества.

Для вновь образованных в результате взрыва пород характерна полная потеря структурно-текстурных признаков исходной породы. Их объём может достигать тысяч кубических километров.



**Рис. 14.2.** Схема строения метеоритного кратера (астроблемы) с центральным поднятием (по Фельдману, 1981): А – вал кратера (а – цокольный); Б – центральное поднятие.

1 – маркирующие пласты в породах мишени; 2 – подкратерная зона трещиноватости в породах мишени; 3 – аутигенная брекчия; 4 – аллотигенная брекчия, зювиты, тагамиты коптогенного комплекса; 5 – разломы; 6 – геологические границы; 7 – дократерная поверхность

В импактитах выявлены минералы, образующиеся при высоких давлениях: высокотемпературные полиморфные модификации кремнезёма (стишовит и коэсит). К числу продуктов ударного метаморфизма относятся и мелкие алмазы, большие ресурсы которых были обнаружены и оценены в Попигайской астроблеме на севере Сибири. Диаметр астроблемы достигает 100 км.

\*       \*

\*

Действие локальных метаморфических процессов, несмотря на их ограниченность в пространстве, приводит к образованию достаточно крупных месторождений мраморов, графита, гранулированного кварца. Особый интерес вызывают крупные проявления мелких алмазов, связанные с дислокационным и ударным метаморфизмом. Они могут быть востребованы при дальнейшем развитии электронных технологий.

## ЧАСТЬ V

# ГИПЕРГЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ И СТРОЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

### Глава 15

## ВЫВЕТРИВАНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

### 15.1. Необходимость исследования и типизация месторождений по характеру выветривания

При поисках и разведке, а также на начальном этапе эксплуатации приходится иметь дело с верхней, выходящей на земную поверхность или близкой к ней частью месторождений полезных ископаемых. Эта верхняя часть месторождений, расположенная в зоне гипергенеза, подвергается процессам выветривания, в результате которых происходят изменения химических и физических свойств тел полезных ископаемых (Смирнов, 1989).

Необходимость изучения части месторождений, подвергшейся воздействию процессов выветривания, обусловлена, с одной стороны, изменением поисковых критериев прогнозирования, вызванных изменением первичного минерального состава, формы и характера залегания тел полезных ископаемых и их физических свойств, а с другой – изменением технологических свойств полезных ископаемых и соответственно необходимостью выделения границ технологических типов руд (см. рис. 3.9,А).

Кроме того, процессы выветривания могут привести к обогащению верхней части залежей полезных ископаемых полезными компонентами в такой степени, что именно она может иметь промышленное значение с точки зрения экономически эффективной разработки.

Исследованию процессов выветривания месторождений посвящена обширная литература. В первую очередь следует отметить пионерную работу В.Х. Эммонса (1917), а также работы С.С. Смирнова (1951) и В.И. Смирнова (1982).

Характер изменения месторождений процессами выветривания определяется внешними факторами, к числу которых относятся климат, обуславливающий при прочих равных условиях интенсивность изменения полезных ископаемых; постепенное погружение уровня грунтовых вод, обеспечивающее большие размеры по вертикали измененной части месторождений; существование окислительной обстановки в верхней части зоны гипергенеза, обеспечивающее преобладание реакций окисления, и смена ее на восстановительную в нижней части ниже уровня грунтовых вод.

С другой стороны, характер изменения месторождений определяется внутренними факторами, связанными главным образом с минеральным составом полезных ископаемых. Учитывая, что главными химическими процессами выветривания на земной поверхности являются реакции окисления и растворения первичных минералов, по поведению этих минералов в зоне окисления можно выделить три разновидности месторождений. Первая разновидность включает месторождения, первичные полезные минералы которых устойчивы в зоне окисления, вторая – месторождения, полезные минералы которых изменяются, но выноса полезных химических элементов не происходит, третья – месторождения, минеральный состав которых изменяется с выносом химических элементов. Рассмотрим каждую разновидность месторождений в отдельности.

## 15.2. Месторождения, полезные минералы которых устойчивы в зоне окисления

Полезные минералы, устойчивые в зоне окисления, представлены в данной разновидности месторождений

– оксидами в высшей валентности: гематитом  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , хромшпинелидами  $(\text{Fe},\text{Mg})(\text{Cr},\text{Al},\text{Fe})_2\text{O}_4$ , касситеритом  $\text{SnO}_2$ , кварцем и др.;

– гидроксидами: лимонитами (гетит  $\text{FeOOH}$ , лепидокрокит  $\text{FeO}(\text{OH})$ ), псиломеланами  $(\text{BaMn}^{+2}\text{Mn}^{+4}_8\text{O}_{16}(\text{OH})_4$  оксигидрат марганца и бария), бокситами (гиббсит  $\text{Al}(\text{OH})_3$ , диаспор  $\alpha\text{-AlO}(\text{OH})$ , бемит  $\gamma\text{-AlO}(\text{OH})$ ) и др.;

– самородными элементами: золотом, платиной, алмазами и др.

Знания устойчивости одних полезных минералов недостаточно. Следует иметь в виду устойчивость к выветриванию не полезных минералов минеральной ассоциации, слагающей полезное ископаемое. В случае, если и нерудные минералы устойчивы к выветриванию, существенных изменений залежей полезных ископаемых не происходит. Например, кварцевые жилы с самородным золотом или касситеритом весьма устойчивы к агентам выветривания.

Если же нерудные минералы неустойчивы в коре выветривания, происходит их химическое разложение и его продукты выносятся. В результате верхние части месторождений обогащаются полезными минералами.

Ярким примером природного обогащения являются богатые порошковатые руды верхних частей месторождений хромовых руд Кемпирсайского рудного поля в Казахстане. Первичные руды Кемпирсая сложены хромшпинелидом  $(\text{Fe},\text{Mg})(\text{Cr},\text{Al},\text{Fe})_2\text{O}_4$  и серпентином  $\text{Mg}_6\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$ . Попад в зону гипергенеза, серпентин начинает разлагаться, а его компоненты – выносятся, руда обогащается хромшпинелидом, количество которого может достигнуть 100%. Образуются порошковатые руды, которые не требуют обогащения. Они прослеживаются до глубины 20–25 м (рис. 15.1).

В нижних горизонтах коры выветривания продукты разложения нерудных минералов могут концентрироваться. Так, продукт разложения серпентина – магний – может цементировать хромшпинелиды в виде магнезита, а другой продукт его разложения – кремнезём в виде кварца или халцедона – может встречаться в форме прожилков в руде, образуя парагенезисы, совершенно несвойственные первичным рудам.

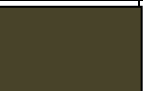
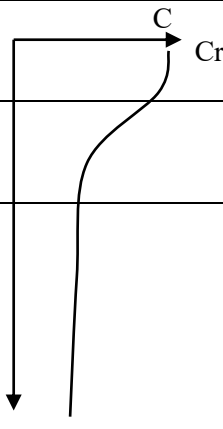

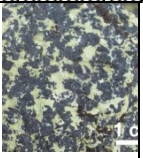
Мощность, м	Разрез	Зона	Состав	Содержания компонентов
20–25		Порошковатой руды (концентрат)	Хромшпинелид	
4		Дезинтеграции	Руда с магнезитом ( $\text{MgCO}_3$ ), кварцем, халцедоном, нонтронитом	
		Первичной руды	Хромшпинелид $(\text{Fe},\text{Mg})(\text{Cr},\text{Al},\text{Fe})_2\text{O}_4$ Серпентин $\text{Mg}_6[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_8$	

Рис. 15.1. Кора выветривания хромовых руд

### 15.3. Месторождения, полезные минералы которых изменяются без выноса полезных элементов

Для химических элементов полезных ископаемых месторождений, названных в заголовке, зона окисления является окислительным геохимическим барьером.

Среди *месторождений металлических полезных ископаемых* к рассматриваемой разновидности относятся месторождения оксидов и карбонатов гетеровалентных металлов, находящихся в низшей валентности, или других соединений, при окислении которых образуются трудно растворимые минералы.

Наиболее распространенным примером такого рода являются месторождения *магнетитовых руд* (скарново-магнетитовые, магнетитовые железистые кварциты и т.п.). В магнетите часть железа находится в двухвалентной, часть – в трехвалентной форме:  $\text{Fe}^{+2}\text{Fe}^{+3}_2\text{O}_4$ . Попадая в зону окисления, двухвалентное железо магнетита переходит в трехвалентное с образованием псевдоморфоз гематита ( $\text{Fe}^{+3}_2\text{O}_3$ ) по магнетиту, получивших название *мартит*. В результате мартитизации магнетитовых руд меняются магнитные свойства приповерхностных частей залежей, что затрудняет проведение магниторазведочных поисковых работ, и меняются технологические свойства вторичных окисленных руд (рис.15.2).

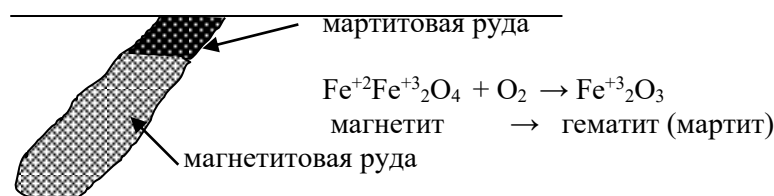
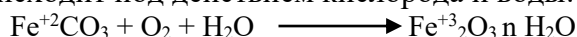


Рис. 15.2. Схема залежи Скарбайского месторождения скарново-магнетитовых руд (Казахстан)

В зоне окисления месторождений карбонатных руд железа и марганца также образуются трудно растворимые соединения, накапливающиеся в виде бурожелезняковых и псиломелановых «шляп» на первичных рудах. При этом концентрация железа и марганца в таких шляпах и их размеры достигают таких масштабов, что становятся важнейшими объектами разработки. Примером может служить Бакальский рудный район на западном склоне Южного Урала, где первичные руды представлены сидеритом со средним содержанием железа около 30%, а в бурожелезняковых вторичных рудах зоны окисления содержание железа составляет порядка 50%. Процесс происходит под действием кислорода и воды:



Аналогичным примером является Усинское месторождение марганцевых руд в Кузнецком Алатау, где первичные родохрозитовые руды  $\text{Mn}^{+2}\text{CO}_3$  в верхней части окислены до псиломелановых  $\text{Mn}^{+2}\text{O}$  и  $\text{Mn}^{+4}\text{O}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$  (рис. 15.3).

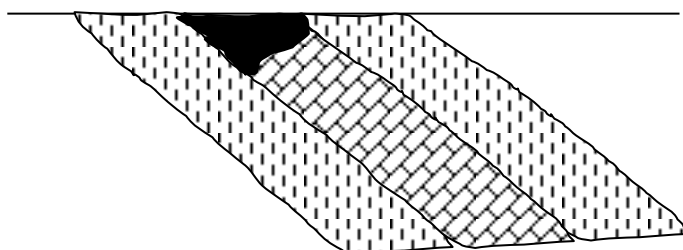
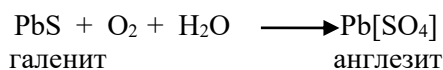


Рис. 15.3. Концентрация оксидных марганцевых руд в коре выветривания карбонатных руд на примере Усинского месторождения (Сибирь)

В коре выветривания сульфидных полиметаллических руд в зоне окисления большинство минералов, такие как сфалерит, халькопирит, пирит, из сульфидов превращаются в легко растворимые сульфаты (см. раздел 15.4). Однако при окислении одного из главных минера-

лов полиметаллических руд – галенита – образуется достаточно трудно растворимый англезит:



Благодаря образованию англезита и выносу сульфидов, образующих растворимые соединения, содержание свинца в зоне окисления увеличивается. Такое явление было установлено на Дальнегорском месторождении скарново-полиметаллических руд в Приморском крае.

Если у перечисленных месторождений металлических полезных ископаемых в коре выветривания содержания полезных элементов сохраняются и даже увеличиваются, то выветривание *месторождений неметаллических полезных ископаемых* может привести к полному или частичному уничтожению залежей либо к превращению их в месторождения совершенно новых полезных ископаемых.

В коре выветривания нефтяных месторождений происходит окисление нефти с образованием твердых битумов. Редкое месторождение Минас-Рагра в Перу образовалось в результате окисления нефти с повышенным содержанием ванадия (рис. 15.4). Оно представляет собой пластовую залежь мощностью 9 м, длиной 100 м в глинистых сланцах мелового возраста. Руда связана с асфальтом и состоит из красного кальциевого ванадата и патронита ( $\text{VS}_4$ ), выполняющих просечки и трещины в глинистом сланце (Бэтман, 1949). Месторождение отработано.

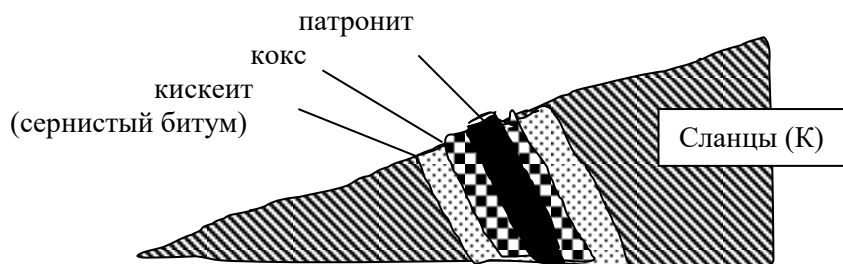
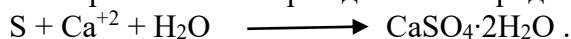
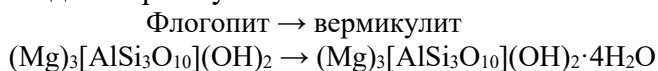


Рис. 15.4. Схематизированный разрез месторождения Минас-Рагра (Бэтман, 1949, с. 607)

В зоне окисления коры выветривания месторождений самородной серы образуется гипс:



Для месторождений слюд (мусковита, флогопита) в коре выветривания характерны сильные изменения, обусловленные реакцией гидратации. Образуются гидромусковит, гидрофлогопит, которые в конце концов превращаются в глины. Промежуточным продуктом этого процесса является гидрослюда – вермикулит.



Известное месторождение вермикулита находится в коре выветривания Ковдорского месторождения флогопита в Мурманской области.

#### 15.4. Месторождения, полезные минералы которых изменяются с выносом полезных элементов из зоны окисления и накоплением в зоне восстановления

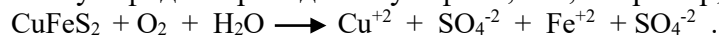
Месторождения, полезные минералы которых изменяются с образованием в зоне окисления растворимых соединений – это прежде всего месторождения большинства сульфидных медных и цинковых руд, а также никелевых, кобальтовых, молибденовых. В эту же разновидность попадают месторождения урановых руд.

Важно отметить, что если окислительная обстановка для минералов перечисленных полезных ископаемых способствует образованию растворимых соединений, то восстановительные условия становятся геохимическим барьером для растворенных в воде металлов.

В результате в коре выветривания образуются две зоны: зона окисления, из которой химические элементы выносятся, и зона вторичного обогащения, где элементы концентрируются.

В этом же подразделе рассмотрим месторождения, сложенные растворимыми в воде минералами, и в первую очередь месторождения солей.

*Залежи сульфидных руд*, попадая в верхние горизонты коры выветривания, начинают окисляться, и минералы-сульфиды переходят в сульфаты, как, например, халькопирит:



Сульфаты многих металлов, так называемые купоросы, это легко растворимые в воде соединения. Они диссоциируют в воде с образованием сульфатных ионных растворов.

Большая часть железа, главный источник которого пирит, здесь же окисляется и образует концентрации гидроксидов железа (бурых железняков) в виде железной «шляпы».

Значительная часть меди просачивается с грунтовыми водами в нижнюю зону с восстановительной средой, а меньшая часть остается в железной шляпе в ее верхней наиболее насыщенной кислородом части. Здесь медь образует вкрапленники тенорита ( $\text{CuO}$ ). При наличии в воде карбонат-иона медь осаждается в виде малахита  $\text{Cu}_2[\text{CO}_3](\text{OH})_2$ , азурита  $\text{Cu}_3[\text{CO}_3]_2(\text{OH})_2$ , а при наличии кремнекислоты – в виде хризоколлы ( $\text{CuSiO}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ). В нижней части железной шляпы может образоваться куприт ( $\text{Cu}_2\text{O}$ ), а на границе зоны окисления и восстановления – самородная медь.

Ниже в восстановительных условиях коры выветривания, куда проникает большая часть меди, происходит восстановление сульфата меди до сульфида. При этом важная роль отводится взаимодействию сернокислой меди с первичными сульфидами, наиболее распространенным среди которых является пирит. Происходит замещение пирита и халькопирита ковеллином ( $\text{CuS}$ ), а в более восстановительных условиях – халькозином ( $\text{Cu}_2\text{S}$ ) и борнитом ( $\text{Cu}_5\text{FeS}_4$ ). В результате в зоне восстановления содержание меди по сравнению с первичными халькопиритовыми рудами увеличивается в 1,5 - 2 раза, поэтому она получила название *зоны вторичного сульфидного обогащения*. Эта зона имеет важное экономическое значение для эксплуатации медно-порфировых месторождений прожилково-вкрапленных руд во вторичных кварцитах (рис. 15.5). Такие месторождения, обладая громадными запасами первичных руд, характеризуются низким содержанием меди, исчисляемом 0,1 – 0,5%.

Таким образом, на месторождениях, сложенных сульфидными минералами, кора выветривания, залегающая на первичных рудах, представлена двумя главными зонами: зоной окисненных руд и зоной вторичных сульфидов, имеющей важное практическое значение.

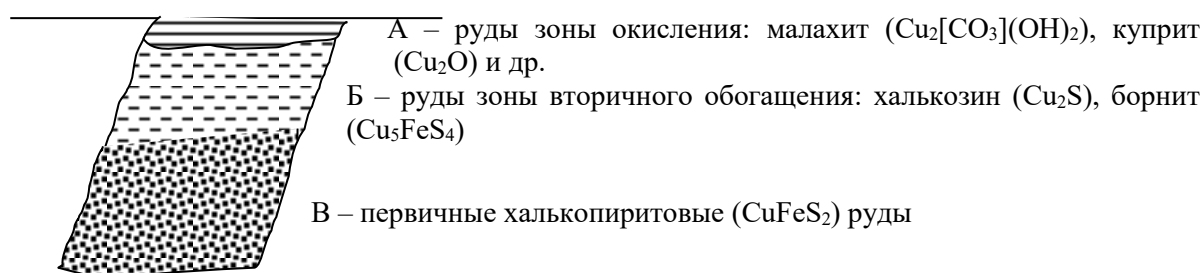


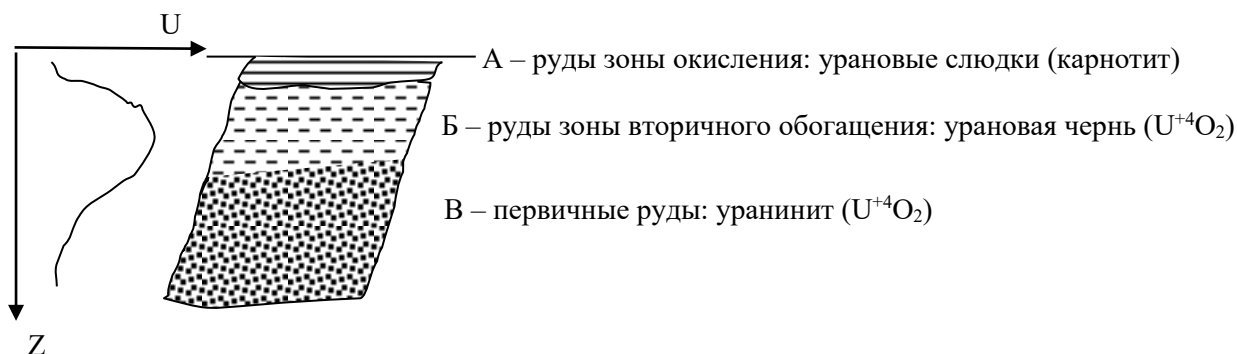
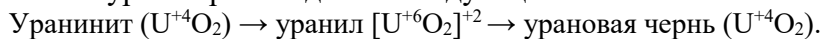
Рис. 15.5. Строение коры выветривания месторождений сульфидных руд (вертикальный разрез)

Глубина кор выветривания обычно составляет первые десятки метров, однако на месторождении Boyongan на Филиппинах она достигла 600 м благодаря постепенному подъёму территории и опусканию уровня подземных вод (Braxton et al., 2009).

Аналогичная картина гипергенной зональности наблюдается в корах выветривания урановых месторождений, где формируются зона окисления и зона восстановления. Первичный урановый минерал – уранинит ( $\text{U}^{+4}\text{O}_2$ ) в верхней зоне окисляется с образованием комплексного иона уранила  $[\text{U}^{+6}\text{O}_2]^{+2}$ , сульфаты, карбонаты, гидроксиды которого легко растворимы в воде. Часть урана остается в этой зоне преимущественно в виде урановых слюдок, таких как

отенит  $\text{Ca}\{(\text{UO}_2)_2[\text{PO}_4]_2\}8\text{H}_2\text{O}$ , карнотит  $\text{K}_2\{(\text{UO}_2)_2[\text{VO}_4]_2\}3\text{H}_2\text{O}$  и др. Таким образом, здесь накапливаются фосфаты и ванадаты урана.

Большая часть иона уранила проникает в нижнюю зону коры выветривания, где снова восстанавливается до четырехвалентного урана с образованием трудно растворимой урановой черни. Возникает зона вторичного уранового обогащения, лежащая на первичных рудах. Изменение валентности урана происходит по следующей схеме.



**Рис. 15.6.** Строение коры выветривания месторождения урановых руд (вертикальный разрез)

Процессы растворения первичных минералов характерны для месторождений карбонатных, сульфатных горных пород и солей. При их выветривании протекают различные карстовые процессы, приводящие к частичному или полному растворению полезных ископаемых, нарушению их механической прочности, загрязнению глинистым материалом.

Наиболее интенсивному разрушению подвергаются залежи солей, чаще всего каменной соли. В верхней части кор выветривания накапливаются более трудно растворимые по сравнению с солями гипсы, ангидриты, глины, карбонаты, образуя *гипс-ангидритовую шляпу* (сар гок) месторождения. В таких шляпах при концентрации первично рассеянного в соляной массе бора могут накапливаться бораты в количествах, имеющих промышленное значение. Примером подобной концентрации бора является Индерское месторождение в Прикаспийской впадине на территории Казахстана.

Наряду с химическими могут происходить механические изменения залегания тел полезных ископаемых. Так, в условиях горного рельефа на склонах долин рек в результате оползней могут изменяться элементы залегания тел полезных ископаемых, а за счет частичного растворения или изменения минерального состава в этих же условиях может происходить опускание кровли пласта с уменьшением его мощности. В отдельных случаях размазывание полезных компонентов по склону может привести к кажущемуся увеличению мощности залежи (Смирнов, 1989).

\*                      \*

\*

В зоне гипергенеза происходит разрушение месторождений полезных ископаемых, минеральный состав которых не устойчив к процессам растворения и окисления, вплоть до их полного уничтожения. Двухъярусность зоны гипергенеза, в верхней части которой господствует окислительная обстановка горизонта активного водообмена, а в нижней преобладают восстановительные условия горизонта застойных вод, обуславливает существование двух типов геохимических барьеров. Действие геохимических барьеров можно представить как работу природной обогащательной фабрики. На верхнем окислительном барьере увеличивается концентрация металлов, образующих оксиды и гидроксиды, а на нижнем восстановительном – металлов, образующих преимущественно сульфиды. В результате месторождения, первичные руды которых относятся к непромышленным, становятся промышленными.



## Глава 16

# ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Описанию геологических структур месторождений посвящена самостоятельная учебная дисциплина. Для неё были написаны учебники и учебные пособия, их авторы А.В. Королёв (1935, 1962), В.М. Крейтер (1956), А.В. Королёв и П.А. Шехтман (1965), Ф.И. Вольфсон и П.Д. Яковлев (1975), В.И. Старостин (1979, 1988), Г.Ф. Яковлев (1982), В.И. Смирнов (1976, 1989), В.И. Старостин, А.Л. Дергачёв (2003).

Настоящая глава посвящена двум вопросам: характеристике главных черт строения месторождений различных генетических групп и описанию структур полей размещения месторождений (рудных полей).

### 16.1. Строение месторождений полезных ископаемых

Геологическое строение месторождений полезных ископаемых определяется тектоническими структурами, обеспечившими локализацию полезного ископаемого, тектоническими движениями, имевшими место во время и после формирования месторождения. Поэтому в зависимости от времени образования геологических структур относительно времени концентрации полезных ископаемых различают структуры доминерализационные (дорудные), синминерализационные (внутрирудные) и постминерализационные (пострудные).

#### 16.1.1. Доминерализационные геологические структуры

Доминерализационные геологические структуры имеют наибольшее значение для строения месторождений, формировавшихся при участии флюидов. Это, во-первых, месторождения эндогенной серии, эпигенетичные по отношению к окружающим породам, а во-вторых экзогенной серии нефтегазового и гидроминерального сырья.

Доминерализационные тектонические структуры определяют пути миграции и концентрации вещества полезных ископаемых. С этой точки зрения выделяют структуры, подводящие и распределяющие мигрирующее вещество полезного ископаемого, и структуры, вмещающие концентрацию полезного ископаемого.

Флюидоподводящие структуры являются более крупными глубинными зонами проницаемости, обусловленными повышенной трещиноватостью пород и разрывами, по которым могут двигаться магма и флюиды, несущие полезные компоненты.

Флюидораспределяющие структуры локальны, они связаны с подводящими структурами и обеспечивают подвод флюидов к местам локализации полезных ископаемых.

Следует отметить, и это касается главным образом эндогенных месторождений, что между формированием проницаемых структур и рудообразованием не существует перерыва во времени. Раскрытие структур, как еще в свое время отмечал С.С. Смирнов, приводит к резкому уменьшению давления, влекущему вскипание растворов, их пересыщение полезными компонентами, и является причиной минералообразования. Подводящие и распределяющие структуры сами по себе не влияют на строение месторождений, но выявление их позволяет целенаправленно вести прогнозирование и поиски месторождений.

Образование доминерализационных структур, вмещающих залежи полезных ископаемых, может быть обусловлено разными причинами: тектоническими дислокациями, наличием

благоприятных для миграции флюидов осадочных пород, магматическими плутоническими и вулканическими явлениями.

Доминерализационные структуры, образовавшиеся в результате действия пликативных и дизъюнктивных дислокаций, назовем тектоногенными. Структуры, обусловленные присутствием благоприятных осадочных пород, – литогенными. Структуры, связанные с формированием интрузивных плутонических тел, – плутоногенными. Структуры, возникшие в результате прорыва магматического материала на земную поверхность, – вулканогенными.

Таким образом, все доминерализационные структуры по условиям образования можно разделить на четыре группы: тектоногенные, литогенные, плутоногенные и вулканогенные.

**Тектоногенные доминерализационные структуры** наиболее важны для локализации наложенного гидротермального оруденения и для локализации месторождений нефти, газа и подземных вод. Среди них различают

- согласные структуры осадочных толщ, обусловленные пликативными дислокациями,
- секущие структуры, обусловленные дизъюнктивными дислокациями,
- комбинированные структуры, обусловленные наложением дизъюнктивных процессов на пликативные.

*Согласные структуры* бывают складчатыми и флексурными. Согласные структуры осадочного чехла платформ определяют локализацию большинства известных месторождений нефти, газа и подземных вод. Залежи этих полезных ископаемых бывают приурочены к положительным структурам (антиклиналям), поэтому они получили название сводовых залежей.

Эндогенные месторождения обычно располагаются в складчатых областях. При складкообразовании на границе пластов разного состава может происходить разрыв сплошности с образованием зон проницаемости и полостей купольного отслоения (рис. 16.1).

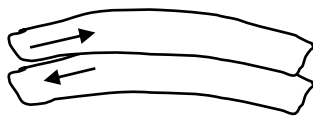


Рис. 16.1. Согласные разрывные структуры на границе пород разной компетентности

Движение растворов по проницаемым зонам и минералообразование приводят к возникновению пластообразных залежей и седловидных жил полезных ископаемых, раздвиг которых приурочен к шарниру складки, а к её крыльям мощность уменьшается.

Аналогичная картина разрыва сплошности пластов наблюдается и во флексурах, где при благоприятных условиях также может концентрироваться оруденение.

В локализации тел полезных ископаемых важную роль играет литологический состав пород. Полезные ископаемые концентрируются в пластах проницаемых пород, перекрытых плохо проницаемыми породами-экранами.

Среди *секущих структур* различают крупные разрывные нарушения и трещины.

Крупные разрывные нарушения типа надвигов и сбросов могут контролировать размещение не только отдельных рудных тел, но и целых месторождений и рудных полей. Так, зоны надвигов могут служить путями миграции и локализации нефти. К ним бывают приурочены ртутные месторождения, как, например, в Хайдаркане (Киргизия). В зоне крупного сброса сконцентрированы жильные тела Садонского полиметаллического месторождения на Северном Кавказе. Однако чаще всего зоны крупных разрывных нарушений являются рудораспределяющими структурами.

Среди трещин, как известно, выделяются три системы: две системы диагональных по отношению к приложенному напряжению взаимно перпендикулярных трещин скола и одна система продольных открытых трещин отрыва (рис. 16.2). Наиболее благоприятны для минерализации трещины отрыва. При их заполнении образуется система коротких рудных жил.

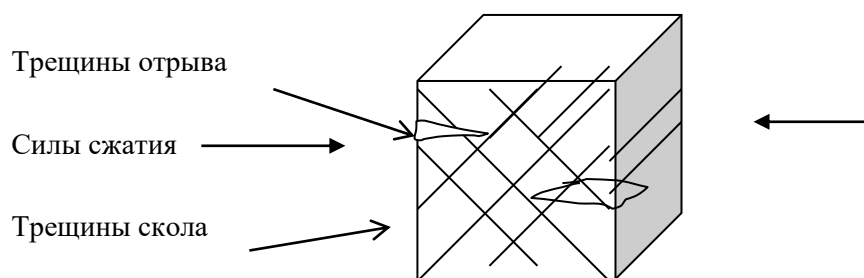


Рис. 16.2. Три системы трещин, образующиеся под действием сил сжатия

Комбинированные структуры образованы сочетанием пликативных и дизъюнктивных структур (рис. 16.3). В этом случае разрывы служат путями проникновения флюидов, а своды складок – местами локализации полезных ископаемых. В результате образуются тела полезных ископаемых грибообразной формы. Они характерны для ртутных месторождений Донбасса. Здесь рудные тела локализуются в пластах, благоприятных для минерализации проницаемых пород, там, где их пересекают зоны разрывных нарушений.

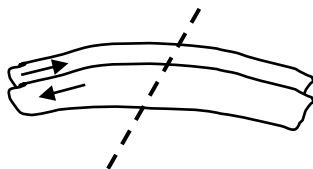


Рис. 16.3. Комбинированные структуры, образованные сочетанием складчатых и разрывных нарушений

Литогенные доминерализационные структуры обусловлены наличием осадочных пород различной проницаемости. Одни из них служат коллекторами, другие флюидоупорами. Это характерно для литологически экранированных залежей нефти, газа и подземных вод (рис. 16.4).

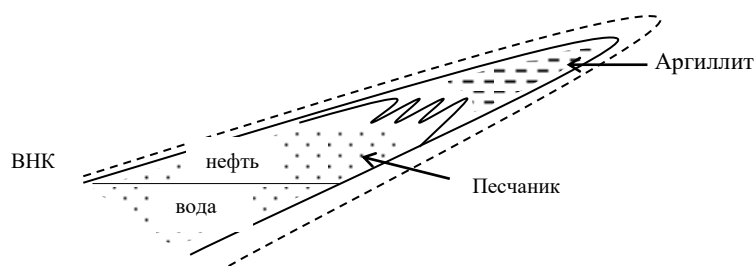


Рис. 16.4. Литогенная структура, обусловившая ловушку нефти

Плутоногенные доминерализационные структуры связаны с остыванием интрузивов и образованием в связи с этим контракционных трещин (рис. 16.5), кроме того, на строение месторождений влияет положение контакта интрузий относительно слоистости вмещающих толщ.

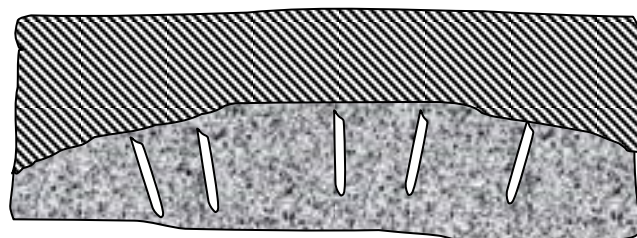


Рис. 16.5. Схема расположения кварц-касситеритовых жил в контракционных трещинах эндоконтакта гранитного массива

Заполнение трещин в плутонах полезными минералами приводит к образованию штоков, весьма характерных для грейзеновых и гидротермальных плутоногенных месторождений, какими, например, являются вольфрам-молибденовое месторождение Караоба и медно-порфировое – Коунрад в Центральном Казахстане.

Протяженные трещины контролируют положение систем радиальных, кольцевых или конических жил различного состава (пегматитовых, кварцевых и др.).

Влияние характера контакта интрузий наиболее отчетливо проявляется на скарновых месторождениях, где при согласном с напластованием вмещающих пород контакте образуются пластообразные рудные залежи, вытянутые вдоль поверхности контакта. При секущем контакте оруденение распространяется по пластам благоприятных пород, образуя серии пластов, линз и столбов (см. рис. 9.5, с. 96).

**Вулканогенные доминерализационные структуры** обусловлены строением вулканических аппаратов и окружающих их кальдер, с которыми бывают связаны гидротермальные вулканогенные месторождения. Здесь положение залежей полезных ископаемых обусловлено различными системами трещин, возникающими как в магматических породах жерловой фации, так и в кальдерах, а также характером переслаивания излившихся пород (рис. 16.6).



Рис. 16.6. Схема строения вулканической постройки

Доминерализационные структуры весьма разнообразны. Они определяют пути миграции магмы, водных и газовых флюидов, ими создаются барьеры, препятствующие миграции флюидов и тем самым места локализации полезных ископаемых.

### 16.1.2. Синминерализационные геологические структуры

Синминерализационные структуры – это структуры, формирующиеся одновременно с концентрацией полезного ископаемого в залежи. По аналогии с доминерализационными структурами среди них можно различать тектоногенные, плутоногенные и вулканогенные.

Среди **тектоногенных синминерализационных структур** наиболее отчетливо влияют на формирование месторождений пликативные рельефообразующие структуры. Прежде всего, они оказывают влияние на формирование экзогенных и вулканогенно-осадочных месторождений. Структуры обусловлены колебательными движениями земной поверхности, приводящими к пликативным дислокациям и формированию рельефа земной поверхности. Относительное поднятие территории приводит к ее эрозии, в том числе и образующейся залежи. На участках же опусканий происходит не только накопление мощных залежей полезных ископаемых, но и их захоронение под толщей осадков. Ярким примером формирования мощных рудных тел в мульдах и отсутствия промышленных залежей на поднятиях является Керченское месторождение бурых железняков (рис. 16.7).

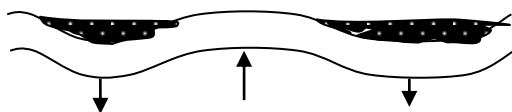


Рис. 16.7. Накопление бурых железняков на участках опусканий в мульдах, Керченский бассейн

Роль синрудных разрывных нарушений и их влияние на морфологию залежей изучены недостаточно. Некоторые в качестве примера приводят жилы, напоминающие конский хвост, считая увеличение мощности жилы в одном конце результатом раскрытия трещины во время рудообразования.

**Плутогенные синминерализационные структуры магматического расслоения** определяют положение и строение залежей магматических месторождений. Они обусловлены процессами рудообразования, протекающими одновременно с формированием плутонов и их внутренних частей. Так, синрудный процесс петрографического расслоения магмы обуславливает распределение полезных минералов в пространстве интрузивов. В результате образуются пластообразные субпараллельные (стратифицированные) залежи хромшпинелидовых, титаномагнетитовых и других руд, как, например, на Сарановском и Кусинском месторождениях в России, месторождениях Бушвельдского комплекса ЮАР (рис. 16.8).



Рис. 16.8. Модель расслоенной интрузии с рудными залежами

**Вулканогенные синминерализационные структуры** связаны с вулканическими процессами, во время действия которых образуются тела полезных ископаемых. Наиболее характерным примером этого являются тела в вулканических трубках. Такие трубки наиболее характерны для коренных месторождений алмазов. Встречаются трубки вулканогенных месторождений железа и меди.

### 16.1.3. Постминерализационные геологические структуры

Постминерализационные геологические структуры характерны для месторождений, сформировавшихся в тектонически активных районах.

**Тектоногенные постминерализационные структуры**, проявившиеся после образования месторождений, нарушают элементы залегания и сплошность тел полезных ископаемых. Это могут быть складчатые деформации, которые изменяют элементы залегания тел полезных ископаемых, делая, например, первично горизонтально залегавшие тела наклонными и вертикальными и сминая их в складки (рис. 16.9).



Рис. 16.9. Схема складчатой пострудной структуры залежи Криворожского месторождения

Разрывные деформации нарушают сплошность тел полезных ископаемых, разрывая и смещая отдельные их части относительно друг друга (рис. 16.10).

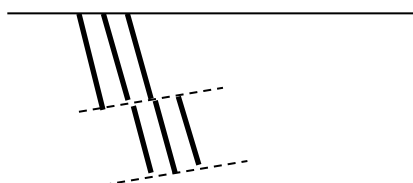


Рис. 16.10. Вертикальный поперечный разрез трех субпараллельных тел месторождения, горизонтальное залегание которых сменилось субвертикальным, а дизъюнктивные нарушения разорвали залежи (на примере Сарановского месторождения хромовых руд)

Наличие пострудных пликативных и дизъюнктивных нарушений на месторождениях затрудняет проведение разведочных и эксплуатационных работ, требует оперативного выявления положения смещённых частей рудных тел.

Постминерализационные структуры могут служить путями миграции флюидов последующих этапов формирования месторождения. В них могут локализоваться жилы и прожилки как полезных, так и вредных минералов следующих этапов минералообразования.

## 16.2. Структуры полей размещения месторождений

*Поле размещения месторождений полезных ископаемых* или применительно к месторождениям металлических полезных ископаемых – рудное поле – это территория, на которой расположены месторождения, объединяемые единством происхождения и единой геологической структурой.

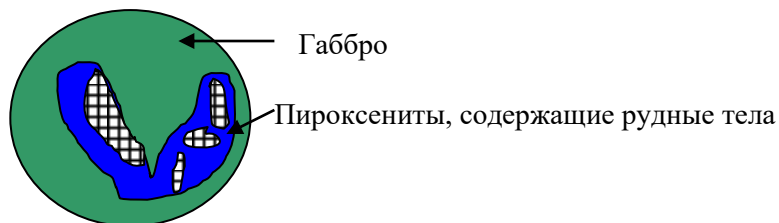
Положение месторождений в пределах полей определяется в основном доминерализационными и синминерализационными структурами, а также вещественным составом вмещающих горных пород. Все поля размещения месторождений можно разделить на следующие группы: плутоногенные, плутоно-литогенные, вулканогенные, тектоногенные, тектоно-плутоногенные, тектоно-литогенные и литогенные.

### 16.2.1. Плутоногенные рудные поля

Плутоногенные рудные поля располагаются в пределах крупных интрузивных массивов магматических горных пород. Размеры рудных полей определяются размерами массивов. Размещение месторождений и отдельных залежей в рудном поле зависит от строения самих плутонов.

Среди них можно различать рудные поля, положение залежей в которых обусловлено петрографическим составом рудовмещающих плутонов, назовём их петрологическими полями. Кроме того, существуют рудные поля, строение которых обусловлено разрывными нарушениями, сформировавшимися в конце застывания плутонов, назовём их позднемагматическими.

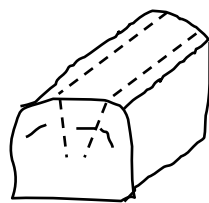
*Петрологические поля* определяют положение магматических месторождений реститового, ликвационного и кристаллизационного классов, для которых характерна приуроченность полезных ископаемых к определенным разновидностям горных пород. Это месторождения хромовых (Сарановское хромоворудное поле), титаномагнетитовых (Качканарское рудное поле), сульфидных медно-никелевых (Норильское рудное поле) руд и других полезных ископаемых (рис.16.11).



**Рис. 16.11.** Плутоногенное Качканарское рудное поле.

*Положение месторождений контролируется положением тел пироксенитов*

*Позднемагматические поля* определяют положение рудных залежей, образовавшихся на конечных стадиях становления плутонов или в гидротермальный этап. Это в основном карбонатитовые (поле Ковдорского массива), пегматитовые (Мурзинское), альбитит-грейзеновые (Караоба) и плутоногенные гидротермальные (Коунрад) месторождения. Их положение и строение определяются разрывными нарушениями: кольцевыми, коническими и радиальными разрывами (рис. 16.12).



**Рис. 16.12.** Схема расположения контракционных трещин в гранитном массиве, контролирующих размещение пегматитовых и гидротермальных жил

### 16.2.2. Плутонно-литогенные рудные поля

В плутонно-литогенных рудных полях положение месторождений определяется двумя факторами. Во-первых, присутствием, составом, строением плутонических пород, характером их контакта с вмещающими горными породами. Во-вторых, литологическим составом вмещающих пород. Это характерно для связанных с массивами гранитоидов скарновых (Высокогорское железорудное поле) и грейзеновых (Изумрудные копи) месторождений.

Влияние вмещающих осадочных пород на размещение рудных тел отчётливо проявляется на скарновых месторождениях, где положение залежей контролируется присутствием карбонатных пород (см. рис. 9.5).

### 16.2.3. Вулканогенные рудные поля

Вулканогенные рудные поля характерны для вулканогенных гидротермальных (Крипл-Крик, США) и гидротермально-осадочных (Карпушинское, Средний Урал) месторождений. Положение рудных тел определяется строением вулканических аппаратов.

Рудные тела располагаются либо в жерлах вулканов, либо по периферии пород жерловой фации, либо в трещинах кальдер, либо их положение определяется составом и характером напластования вулканогенных пород (рис. 16.13).

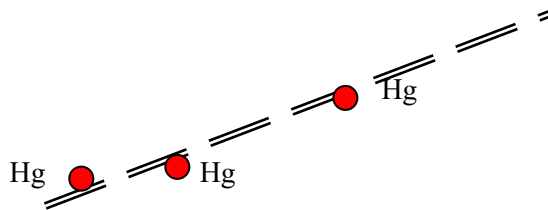


**Рис. 16.13.** Вулканогенное рудное поле  
(гидротермальное месторождение касситерита Ллалагуа, Боливия)

### 16.2.4. Тектоногенные рудные поля

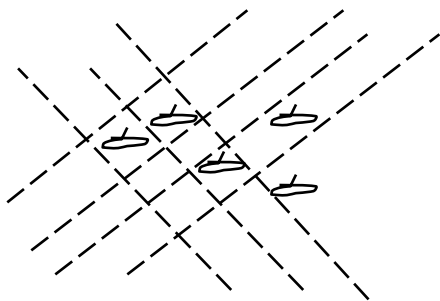
Собственно тектоногенные рудные поля характеризуются приуроченностью рудных тел к разрывным и складчатым нарушениям.

Это могут быть рудные поля зон крупных разрывов (сбросов, взбросов, сдвигов, надвигов), которые контролируют размещение офиолитов с гидротермально-осадочными колчеданными и магматическими месторождениями, размещение гидротермальных месторождений полиметаллов (Садонское, Нерчинское поля) и ртути (Хайдарканское рудное поле) (рис. 16.14).



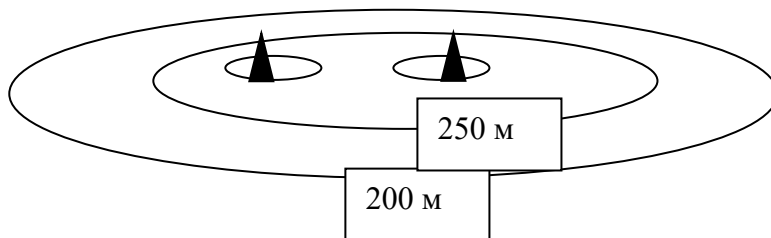
**Рис. 16.14.** Рудное поле, положение месторождений которого контролируется разрывным нарушением

Рудные поля могут быть обусловлены присутствием тектонической трещиноватости. Они благоприятны для размещения жил гидротермальных месторождений в осадочных или метаморфических породах в районах развития магматизма (Фрайбергское рудное поле) (рис. 16.15).



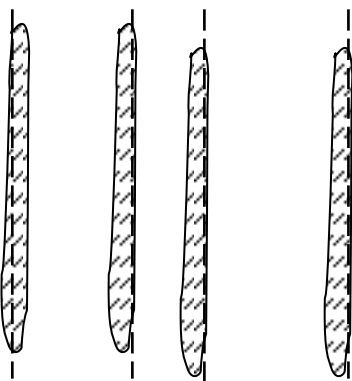
**Рис. 16.15.** Месторождение, положение залежей которого контролируется тремя системами трещин

Для нефтяных месторождений характерны пликативно-структурные поля (рис. 16.16).



**Рис. 16.16.** Поле нефтяных месторождений, положение которых контролируется структурными поднятиями (структурная карта)

#### 16.2.5. Тектоно-плутоногенные рудные поля



**Рис. 16.17.** Контроль положения рудоносных даек системой разрывных нарушений



Тектоно-плутоногенные рудные поля сформировались благодаря присутствию крупных разрывных нарушений, контролирующих размещение магматических пород. Это могут быть

- поля размещения кимберлитовых трубок, располагающихся цепочкой вдоль разломов (Архангельское кимберлитовое поле),

- поля гидротермальных жил, приуроченных к дайкам гранитоидов, где положение самих плутонических пород (гранитоидов) определяется разрывными нарушениями (Березовское золоторудное поле) (рис. 16.17).

#### 16.2.6. Тектоно-литогенные поля

Тектоно-литогенные поля больше характерны для складчатых районов, где оруденение контролируется, с одной стороны, крыльями и сводами складок и секущими их разрывными нарушениями, а с другой – благоприятными для движения рудоносных растворов литологическими разновидностями горных пород. Весьма характерным примером может служить Никитовское ртутное поле в Донбассе. Там разрывные нарушения служат путями миграции флюидов, своды складчатых структур контролируют локализацию полезного ископаемого, проницаемые песчаники служат средой минералообразования, а глинистые флюидоупоры – экраном, задерживающим движение флюидов.

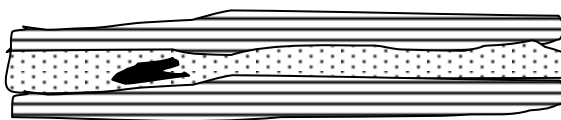
Такие структуры играют важную роль в платформенных областях, контролируя размещение газонефтяных и гидроминеральных месторождений (рис. 16.18).



**Рис. 16.18.** Контроль положения нефтяной залежи пликативной тектонической структурой и пластом проницаемых песчаных пород

#### 16.2.7. Литогенные рудные поля

Литологический фактор превалирует при контроле размещения амагματοгенных гидротермальных и инфильтрационных месторождений (рис. 16.19), образуя литогенные рудные поля залежей меди и урана в песчаниках (Джезказганское рудное поле, карнотитовые песчаники США) или полиметаллов в карбонатных породах (рудное поле месторождений хребта Каратау).



**Рис. 16.19.** Контроль положения ролювой залежи урановых руд пластом проницаемых песчаных пород, залегающего среди глинистых

#### 16.2.8. Контактные поля месторождений

Контактные поля размещения залежей могут быть эндогенными и экзогенными.

Эндогенные литогенно-плутоногенные поля формируются на контакте осадочных и плутонических пород. Как уже отмечалось, они типичны для скарновых (Высокогорское железорудное) и грейзеновых (Караоба) месторождений. Положение рудных залежей определяется контактом с благоприятными для метасоматоза породами (чаще

карбонатными). При согласном контакте образуются пластообразные тела, при секущем – тела неправильной формы, рис. 16.20).

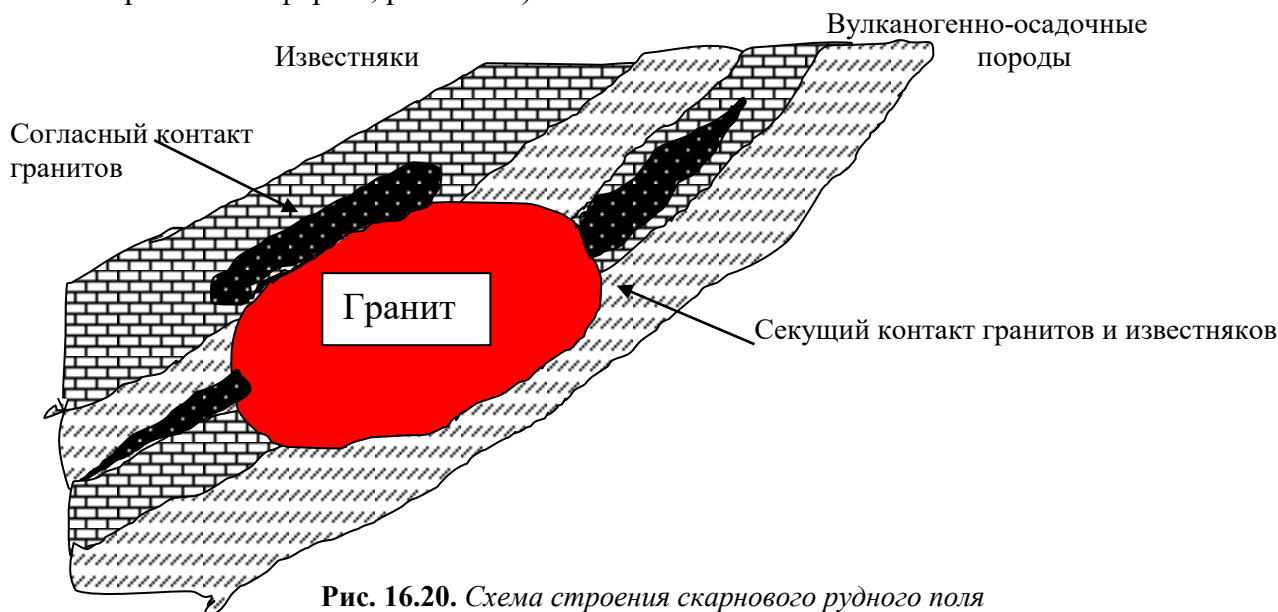


Рис. 16.20. Схема строения скарнового рудного поля

Экзогенные контактовые поля представлены *диапирами и их окружением*. В этом случае тела полезных ископаемых контролируются соляными куполами (рис. 16.21). Примером могут служить залежи нефти и газа Прикаспийского, Мексиканского бассейнов, а также полиметаллов Южной Европы и Северной Африки.

Контактовыми можно считать нефтяные залежи, прилегающие к рифовым куполам, и структуры их облекания, а также дизъюнктивно экранированные (тектонически экранированные) (см. рис. 12.35) и экранированные поверхностью несогласия (стратиграфически экранированные) (см. рис. 12.36).

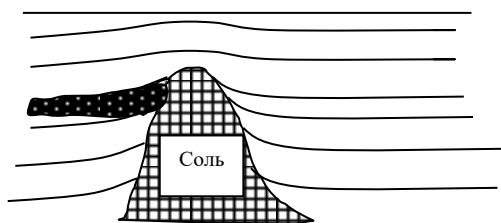


Рис. 16.21. Схематический разрез залежи нефти экранированной диапиром

Геологические структуры месторождений полезных ископаемых весьма разнообразны. Каждое месторождение как природное образование имеет своё особенное строение. Систематизация месторождений по характеру их строения позволяет выбирать оптимальное направление поисковых и разведочных работ, а также систему их отработки. При решении генетических вопросов ведущая роль отводится выявлению и анализу до- и синминерализационных структур. Детальное восстановление постминерализационных структур при отработке позволяет вести эксплуатацию месторождений с наименьшими потерями полезного ископаемого.

Прогноз положения месторождений осуществляется на основе анализа структур полей их размещения. Такой анализ позволяет выявить дополнительные месторождения и тела полезных ископаемых в пределах полей. Строение самих структур определяется принадлежностью месторождений к тем или иным генетическим группам и типам.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Месторождения полезных ископаемых образуют богатство недр Земли, которое обеспечивает существование и развитие человечества. Минеральные ресурсы относятся к числу невозполняемых, для их пополнения необходимо выполнять работы по поиску и разведке месторождений и экономно использовать имеющиеся запасы полезных ископаемых. Для этого существуют и развиваются геологические службы государств.

Дисциплина «Геология месторождений полезных ископаемых» позволяет изучить многообразие геологических процессов, приводящих к формированию месторождений, разнообразное строение природных объектов и самих видов полезных ископаемых. Она раскрывает важную роль экономических факторов в оценке скоплений полезных ископаемых.

Овладение дисциплиной о полезных ископаемых создаёт основу для научного понимания того, в какой геологической обстановке может присутствовать месторождение определенного вида полезного ископаемого, каков его возможный облик и состав.

Дальнейшее развитие человечества связано с ростом потребления минерально-сырьевых ресурсов. Оно обусловлено ростом численности народонаселения и улучшением условий его жизни. Наряду с увеличением потребности во всех видах минерального сырья, в том числе энергетического, намечается тенденция опережающего роста потребления неметаллического минерального сырья, в первую очередь строительных материалов. Значительно увеличится добыча агросырья. Возрастет потребность в сырье для электронной промышленности, дефицитного для земных недр, такого как руды редких и редкоземельных элементов, минералов.

Сама наука о полезных ископаемых получит дальнейшее развитие как в области теории формирования месторождений и связи их с глубинами недр Земли и других планет, так и в области прогнозирования месторождений. Будут усовершенствованы действующие и появятся новые технологии переработки полезных ископаемых. Это позволит вовлечь в разработку месторождения, прежде считавшиеся непромышленными.

Применение новейших способов и приборов для исследования недр создаст основу для новых научных открытий.

## БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

- Авдонин В.В., Бойцов В.Е., Григорьев В.М. и др.* Месторождения металлических полезных ископаемых. М.: Академический проект; Трикта, 2005. 720 с.
- Алванян А.К.* Геология, закономерности размещения и особенности разведки месторождений общераспространённых полезных ископаемых Пермского края: автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Пермь, 2010. 21 с.
- Александров В.В., Игнатьев Н.А., Кобяк Г.Г.* Волконскоит Прикамья // Учен. зап. Перм. ун-та. 1941. Т. IV, вып. 3. 77 с.
- Баженова О.К., Бурлин Ю.К., Соколов Б.А., Хаин В.Е.* Геология и геохимия нефти и газа: учебник / под ред. Б.А. Соколова. 2-е изд., перераб. и доп. М.: Изд-во МГУ; Изд. центр «Академия», 2004. 415 с.
- Баскина В.А., Прокофьев В.Ю. и др.* Состав рудоносных растворов и источников бора Дальнегорского скарново-боросиликатного месторождения (Приморье, Россия) // Геол. руд. месторождений. 2009. Т. 51, № 3. С. 203–221.
- Беневольский Б.И., Ганеев И.Г., Скрипченко В.В., Чернов В.Д., Чайка В.М.* Рудные ресурсы и их размещение по геозонам. Благородные металлы (металлы платиновой группы, золото, серебро): справ. пособие / под ред. Д.В. Рундквиста. М.: Недра, 1995. 223 с.
- Билибин Ю.А.* Основы геологии россыпей. М.; Л.: ГОНТИ, 1938. 505 с.
- Богатство недр России.* Минерально-сырьевой и стоимостной анализ. Пояснительная записка к геолого-экономическим картам. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2007. 550 с.
- Большаков Ю.Я.* Новая концепция нефтегазоаккумуляции // Природа. 1990. № 1. С. 6 – 12.
- Бочарникова Т.Д., Воронина Л.К.* Извержение вулкана Ол Доинья Ленгаи (Танзания) 25 марта 2006 г. (Ol Doinyo Lengai) // Инф. сборник ИГГ УрО РАН. 2008. С. 226–229.
- Брод И.О., Еременко Н.А.* Основы геологии нефти и газа. М.: Изд-во МГУ, 1957. 480 с.
- Быховер Н.А.* Геолого-экономические основы прогноза минеральных ресурсов. М.: Недра, 1978. 232 с.
- Бэтман А.М.* Промышленные минеральные месторождения / пер. с англ. под ред. В.М. Крейтера. М.: Изд-во иностр. лит., 1949. 648 с.
- Вассоевич Н.Б.* Геохимия органического вещества и происхождения нефти. М.: Наука, 1986. 368 с.
- Великанов М.А.* Динамика русловых потоков. М.: Госгеолтехиздат, 1955. 324 с.
- Величко Е.А.* За рудой в глубины океана // Природа. 1968. № 2. С. 40–46.
- Временное положение об этапах и стадиях геологоразведочных работ на нефть и газ / Мин-во природных ресурсов РФ.* М., 2001. 8 с.
- Высоцкий Э.А., Гарецкий Р.Г., Кислик В.З.* Калиеносные бассейны мира. Минск: Наука и техника, 1988. 387 с.
- Гаврилов В.П.* Геология и минеральные ресурсы Мирового океана: учеб. для вузов. М.: Недра, 1990. 323 с.
- Гаранин В.К.* Ведение в минералогическую алмазных месторождений. М.: Изд-во МГУ, 1989. 200 с.
- Гаранин К.В., Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П.* Петрохимия и минералогия щелочно-ультраосновных магматитов на территории Архангельской алмазоносной провинции и модели их формирования // Вестник Пермского университета. Геология. 2008. Вып. 10. С. 32 – 49.
- Географический атлас для учителей средней школы / Глав. Упр. геодезии и картографии при Совмине СССР.* М., 1980. 238 с.
- Геологический словарь.* СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2012. Т. 3. С. 331.
- Геолого-минералогическая карта мира масштаба 1:15 000 000 / ВСЕГЕИ; ред. Л.И. Красный.* СПб., 2000.
- Гинзбург А.И., Тимофеев И.Н., Фельдман Л.Г.* Основы геологии гранитных пегматитов. М.: Недра, 1979. 296 с.
- Горная энциклопедия.* М.: Советская энциклопедия. 1987. Т. 3. С. 50.
- Григорян С.В.* Первичные геохимические ореолы при поисках и разведке рудных месторождений. М.: Недра, 1987. 408 с.
- Грин Д.Х., Рингвуд А.Э.* Происхождение базальтовых магм // Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968. С. 132–227.
- Даровских Н.А., Кудряшов А.И.* Геология и поиски месторождений подложного гипса / ГИ УрО РАН. Пермь, 2001. 161 с.

- Даровских Н.А., Кудряшов А.И. Ресурсы минерального сырья для сельского хозяйства // Минерально-сырьевые ресурсы Пермского края: энциклопедия / под ред. А.И. Кудряшова. Пермь: Книжная площадь, 2006. С. 243–244.
- Джейкс А., Луис Дж., Смит К. Кимберлиты и лампроиты Западной Австралии. М.: Мир, 1989. 430 с.
- Ерёмин Н.И. Неметаллические полезные ископаемые: учебное пособие. 2-е изд. М.: Изд-во МГУ; ИКЦ «Академкнига», 2007. 459 с.
- Закон Российской Федерации от 21.02.1992 № 2395-1 (в редакции от 10.02.1999) «О недрах».
- Ибламинов Р.Г., Лебедев Г.В. Инструкция по геологическому обслуживанию горнодобывающих предприятий Нижнетагильского металлургического комбината. Перм. гос. ун-т. Пермь, 1989. 181 с.
- Ибламинов Р.Г., Лебедев Г.В. Геология и полезные ископаемые Коми-Пермяцкого автономного округа. Кудымкар: Коми-Пермяцкое кн. изд-во, 1995. 136 с.
- Ибламинов Р.Г. О генетической классификации магматических месторождений // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: новые результаты и новые перспективы: матер. XIII Геологического съезда Республики Коми. Т. II / Ин-т геологии КомиНЦ УРО РАН. Сыктывкар, 1999. С. 158–159.
- Ибламинов Р.Г. Основы минерагеодинамики: монография. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2001. 220 с.
- Ибламинов Р.Г. Экономика минерального сырья: учеб. пособие / Перм. гос. ун-т. Пермь, 2004. 308 с.
- Ибламинов Р.Г. Основы геологии и геохимии нефти и газа: учеб. пособие / Перм. гос. ун-т. Пермь, 2007. 256 с.
- Ибламинов Р.Г. Проблемы классификации месторождений полезных ископаемых как генетически неоднозначных геологических объектов // Новые идеи в научной классификации: монография / УрО РАН. Екатеринбург, 2010. Вып. 5. С. 277–295.
- Ибламинов Р.Г. Минерагеническая зональность инфильтрационных руд в породах пермской системы на Восточной окраине Русской плиты // Пермская система: стратиграфия, палеонтология, палеогеография, геодинамика и минеральные ресурсы / Перм. ун-т. Пермь, 2011. С. 255–260.
- Ибламинов Р.Г., Молоштанова Н.Е., Шехирева А.М. Петрография: учеб. пособие / Перм. гос. ун-т. Пермь, 2012. 240 с.
- Ибламинов Р.Г. Историческая минерагеодинамика калийного галогенеза // Вестник Пермского университета. Геология. 2013а. Вып. 3 (20). С. 71–93.
- Ибламинов Р.Г. Минерагеодинамика калийного литогенеза // Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории: матер. VII Всерос. литолог. совещ. (Новосибирск, 28 – 31 октября 2013 г.): в 3 т. / ИНГГ СО РАН. Новосибирск, 2013б. Т. I. С. 354–358.
- Ибламинов Р.Г. Минерагения (основы минерагеодинамики): учеб. пособие / Перм. гос. нац. исслед. ун-т. Пермь, 2015. 322 с.
- Ибламинов Р.Г., Алванян А.К. Региональная минерагения общераспространенных полезных ископаемых (на примере Пермского края): монография / Перм. гос. нац. исслед. ун-т. Пермь, 2018. 120 с.
- Иванов О.К. Расслоенные хромитоносные ультрамафиты Урала. М.: Наука, 1990. 243 с.
- Карасева Т.В., Назаров А.С. Связанный газ пород – новый объект исследования нефтегазовой геологии // Вестник Пермского университета. Геология. 2010. Вып. 1(9). С. 8–13.
- Ковалёв К.Р., Гасков И.В., Акимцев В.А. Колчеданное рудообразование древних вулканических областей и современных спрединговых зон / под ред. Э.Г. Дистанова. Новосибирск, 1993. 63 с.
- Копнин В.И. Строение калиеносных ассоциаций и условия морского хлоридного калийнакопления // Осадочные формации и обстановки их образования. Новосибирск: Наука, 1987. С. 44–69.
- Краткий курс месторождений полезных ископаемых / А.Г. Бетехтин, С.П. Ершов, В.Н. Зверев, Г.А. Иванов, Н.И. Наковник, К.Н. Озеров, С.И. Талдыкин, П.М. Татаринов и Н.А. Успенский / под ред. В.Н. Зверева, П.М. Татаринова и А.Г. Бетехтина. Л.;М.: ОНТИ, 1938. 474 с.
- Кривцов А.И. Металлогения и прогноз рудоносности. М.: Изд-во МГРИ, 1985. 103 с.
- Кропачев А.М. Геохимические барьеры литогенеза и формирование месторождений полезных ископаемых / Перм. гос. ун-т. Пермь, 1983. 98 с. Деп. В ВИНТИ, № 2014-83.
- Крупенин М.Т. Коллапс-брекчии как признак былого присутствия эвапоритов (саткинская свита нижнего рифея, Южный Урал) // Вестник Пермского университета. Геология. Том 17, № 4. С. 342–358. 2018. DOI: 10.17072/pstu.geol.17.4.342.

- Кудряшов А.И. Верхнекамское месторождение солей / ГИ УРО РАН. Пермь, 2001. 429 с.
- Кузнецов А.Ж. Строение и условия формирования магнетитовых залежей Гороблагодатского железорудного месторождения (Средний Урал): автореф. канд. дис. Екатеринбург, 2008. 15 с.
- Курс месторождений полезных ископаемых. А.Г. Бетехтин, А.С. Голиков, В.Ф. Дыбков, Г.А. Иванов, А.Е. Карякин, В.В. Кирюков, И.Г. Купров, И.Г. Магакьян, П.А. Страна, П.М. Татаринцов и Е.Д. Чехович / под ред. П.М. Татаринцова и А.Г. Бетехтина. М.: Недра, 1964. 590 с.
- Курс месторождений твердых полезных ископаемых. П.М. Татаринцов, А.Е. Карякин, А.С. Голиков, В.Ф. Дыбков, Г.П. Дубарь, Г.А. Иванов, В.В. Кирюков, Ю.В. Лир, А.И. Пертель, С.В. Сендек, П.А. Страна, Б.Н. Шаронов / под ред. П.М. Татаринцова и А.Е. Карякина. Л.: Недра, 1975. 631 с.
- Кустов Ю.Е., Ершова Е.В., Скловский А.М. Условия образования и сохранности крупномасштабных и высококачественных месторождений бокситов // Отечественная геология. 1998. № 4. С. 70–73.
- Левин В.Я., Роненсон Б.М., Самков В.С., Левина И.А., Сергеев Н.С., Киселев А.П. Щелочно-карбонатитовые комплексы Урала / Уралгеолком. Екатеринбург, 1997. 274 с.
- Летников Ф.А. Синергетика геологических систем. Новосибирск: Наука, 1992. 230 с.
- Лисицын А.П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М.: Наука, 1988. 308 с.
- Мантийные плюмы, их роль в формировании структуры литосферы, крупных изверженных провинций и металлогении: спецвыпуск журнала «Геология и геофизика» 2016. № 5.
- Маракушев А.А. Петрография: учеб. для вузов. М.: Изд-во МГУ, 1993. 318 с.
- Минеева И.Г. Рифтогенез, следы древнейшей нефтегазоносности и докембрийское уран-благороднометалльное рудообразование на Балтийском щите (Карелия) // Отечественная геология. 2008. №3. С. 73–80.
- Митчелл А., Гарсон М. Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений. М.: Мир, 1984. 496 с.
- Мяжков В.Ф. Геохимический метод парагенетического анализа руд. М.: Недра, 1984. 126 с.
- Назаров В.И., Белонин М.Д., Вережако И.А., Кулакова З.С., Сверчков Г.П., Смирнов С.В. Геолого-минералогическая карта мира. Масштаб 1:15000000. Объяснительная записка. Ч. 3. Нефтяные ресурсы континентов и транзиталей. Геолого-экономическая оценка. СПб.: Изд-во Санкт-Петербург. картфабрики ВСЕГЕИ. 2000. 70 с.
- Налдрет А. Дж. Сульфидные никелевые месторождения: классификация, состав и генезис // Генезис рудных месторождений. Т. 2 / пер. с англ. М.: Мир, 1984. С. 253–343.
- Наумов В.А., Лунев Б.С., Наумова О.Б. Техногенные месторождения – резерв минеральной базы России // Вестник Пермского университета. Геология. Вып. 1 (10). 2011. С. 50 – 56.
- Огородников В.Н., Сазонов В.Н. Поленов Ю.А. Минералогия шовных зон Урала / Урал. гос. горн. ун-т. Екатеринбург, 2004. Ч. 1. 216 с.
- Осика Р. Польша // Минеральные месторождения Европы. М.: Мир, 1988. Т. 3. С. 92–151.
- Осовецкий Б.М. Россыпеобразующие минералы Вятско-Камской впадины: монография / Перм. гос. ун-т. Пермь, 2011. 250 с.
- Парк Ч.Ф., Мак-Дормид Р.А. Рудные месторождения. М.: Мир, 1966. 544 с.
- Перевозчиков Б.В. Закономерности локализации хромитового оруденения в альпинотипных гипербазитах (на примере Урала). М.: АОЗТ «Геоинформмарк», 1995. 46 с.
- Перельман А.И. Геохимия ландшафта. М.: Геграфгиз, 1961. 380 с.
- Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 200 с.
- Поленов Ю.А. Эндогенные кварцево-жильные образования Урала / Урал. гос. горн. ун-т. Екатеринбург, 2008. 269 с.
- Положение о порядке проведения геолого-разведочных работ по этапам и стадиям (твердые полезные ископаемые) / ВИЭМС. М., 1999. 28 с.
- Рингвуд А.Е. Происхождение Земли и Луны. М.: Недра, 1982. 293 с.
- Рудные месторождения СССР: в 3 т. / под ред. В.И. Смирнова. М.: Недра, 1978. Т.1. 352 с.; Т. 2. 399 с.; Т. 3. 496 с.
- Савельев Д.Е., Мусабилов И.И. Хромититы Аккаргинского массива (Южный Урал). Вестник Пермского университета. Геология. 2018. Том 17, №1. С. 61–74. DOI: 10.17072/psu.geol.17.1.61

- Самсонов Г.П. Новые данные о хромитовосности Южно-Кемпирсайского рудного района // Разведка и охрана недр. 1979. № 1. С. 11–15.
- Силаев В.И. Механизмы и закономерности эпигенетического марганцевого минералообразования / УРО РАН. Екатеринбург, 2008. 386 с.
- Скиннер Б.Дж. и Пек Д.Л. Несмешивающийся сульфидный расплав с острова Гавайи // Магматические рудные месторождения. М.: Недра, 1973. С. 195–207.
- Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. 4-е изд. М.: Недра, 1982. 669 с. (1-е изд. 1965; 2-е изд. 1969; 3-е изд. 1976).
- Смирнов В.И. Плутонизм и непутизм в развитии учения о рудных месторождениях. М.: Наука, 1987. 91 с.
- Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых: учеб. для вузов. М.: Недра, 1989. 326 с.
- Софроницкий П.А., Рыбаков В.Н. Нефть и природный газ // Геология СССР. Т. XII. Пермская, Свердловская, Челябинская и Курганская области. Полезные ископаемые. М.: Недра, 1973. С. 129–182.
- Старостин В.И., Игнатов П.А. Геология полезных ископаемых: учеб. для высшей школы. М.: Академический проект, 2004. 512 с.
- Старостин В.И. Минеральные ресурсы и цивилизация: учеб. пособие по межфакультетскому курсу лекций. М.: МАКС Пресс, 2014. 160 с.
- Степанов П.И. Геология месторождений ископаемых углей. Харьков: ОНТУ, 1932.
- Столяров А.С., Потконен Н.И., Ивлева Е.И. Проблема формирования крупных и весьма крупных концентраций и высококачественных руд марганца // Отечественная геология. 1998. № 4. С. 64–69.
- Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Т.1. Типы литогенеза и их размещение на поверхности Земли. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 212 с.
- Тихвинский И.Н. Калийные соли //Фанерозойские осадочные бассейны России: проблемы эволюции и минерализации неметаллов / ЗАО «Геоинформмарк». М., 2000. С. 180–212.
- Ткачев А.В., Сапожникова Л.Н., Жукова И.А., Жуков Н.А. Размещение и условия образования крупных месторождений листового мусковита и объектов с высоким качеством сырья // Отечественная геология. 1998. № 4. С. 35–39.
- Тугаринов А.И. Общая геохимия. Краткий курс: учеб. пособие для вузов. М.: Атомиздат, 1973. 288 с.
- Уиллемз Дж. Геология Бушвельдского комплекса – крупнейшего месторождения магматических рудных месторождений мира // Магматические рудные месторождения. М.: Недра, 1973. С. 7–25.
- Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. Пер. с англ. / под ред В.И.Петрова. М.: Мир, 1970. 551с.
- Фельдман В.И. Импациты. М.: Изд-во МГУ, 1981. 240 с.
- Фон-дер-Флаасс Г.С. Структурно-генетическая модель рудного поля Ангара-Илимского типа (Сибирская платформа) // Геология рудных месторождений. 1997. Т. 38, № 6. С. 530–544.
- Хаин В.Е., Божко Н.А. Историческая геотектоника. Докембрий. М.: Недра, 1988. 382 с.
- Хаин В.Е., Короновский Н.В. Планета Земля. От ядра до ионосферы: учеб. пособие. 2-е изд. М., 2008. 244 с.
- Хаин В.Е., Лимонов А.Ф. Региональная геотектоника (тектоника континентов и океанов): учеб. пособие. Тверь: Изд-во «ГЕРС», 2004. 270 с.
- Хант Дж. Геохимия и геология нефти и газа / под ред. Н.Б. Вассоевича, А.Я. Архипова. М.: Мир, 1982. 703 с.
- Шарков Е.В. Формирование расслоенных интрузивов и связанного с ними оруденения. М.: Научный мир, 2006. 368 с.
- Шатский Н.С. Парагенезисы осадочных и вулканогенных пород и формаций // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1960. № 5. С. 3–23.
- Шнейдерхен Г. Рудные месторождения / пер. с нем. под ред. В.И. Смирнова. М.: Изд-во иностр. лит., 1958. 501 с.
- Эйнауди М.Т., Мейнерт Л.Д., Ньюберри Р.Дж. Скарновые месторождения // Генезис рудных месторождений. М.: Мир, 1984. Т. 1. С. 401–515.
- Экономика и управление геологоразведочным производством: учеб.-метод. пособие / под ред. В.П. Орлова, С.Ж. Даукеева. М.: ЗАО «Геоинформмарк», 1999. 248 с.
- Япаскурт О.В. Литология: учебник для студ. вузов. М.: Академия, 2008. 336 с.

- Alexandre P., Kyser K., Polito P., Thomas D.* Alteration mineralogy and stable isotope geochemistry of paleoproterozoic basement-hosted unconformity-type uranium deposits in the Athabasca Basin, Canada // *Econ. Geol.* 2005. Vol. 100, № 8. P. 1547–1563.
- Barbara W. Murck, Brian J. Skinner, Dana Mackenzie.* Visualizing geology: The national geographic society. New York: John Wiley & Sons, Inc, 1999. 528 p.
- Blatt H., Tracy R.J., Owens B.E.* Petrology. Igneous, Sedimentary, and Metamorphic. 3 edition. New York: W.H. Freeman and Company, 2006. 530 p.
- Bowen N.L.* The evolution of the Igneous Rocks. Princeton, NJ: Princeton University Press, 1928.
- Braxton David P., Cooke David R., Ignacio Allan M., Rye Robert O. and Waters Patrick J.* Ultra-Deep Oxidation and Exotic Copper Formation at the Late Pliocene Boyongan and Bayugo Porphyry Copper-Gold Deposits, Surigao, Philippines: Geology, Mineralogy, Paleogeomorphology, and their Implications for Geologic, Physiographic, and Tectonic Controls // *Econ. Geol.* 2009. Vol. 104, N 3. P. 333–349.
- Chappell B. W., White A.J.R.* Two contrasting granite types // *Pasif. Geol.* 1974. Vol. 8. P. 173–174.
- Gocht W.R., Zantop H., Eggert R.G.* International Mineral Economics. Springer-Verlag. Berlin, 1988. 271 p.
- Jefferson Charles W., Thomas D.J., Gandhi S.S., Ramaekers P. Delaney G., Brisbin D., Cutts C., Portella P., Olson R. A.* Unconformity-associated uranium deposits: characteristics, geological environments, and exploration methodology // *Atlant. Geol. (Canada)*. 2006. Vol. 42, N 2-3. P. 192–193.
- Josefina M. Pons, Marta Franchini, Lawrence Meinert, Clemente Recio and Ricardo Etcheverry.* Iron Scarns of the Vegas Peladas District, Mendoza, Argentina // *Economic Geology*. 2009. Vol. 104. P. 157–184.
- Large Ross R., Maslennikov Valery V., Robert Francois, Danyushevsky Leonid V., Chang Zhaoshan.* Multistage sedimentary and metamorphic origin of pyrite and gold in the giant Sukhoi Log deposit, Lena gold province, Russia // *Econ. Geol.* 2007. Vol. 102, N7. P. 1233–1267.
- Launay L. De.* Formation de gites metalliferes on metallogenie. Paris, 1892.
- Li Chusi, Ripley Edvard M. and Naldrett Antony J.* A new genetic model for the giant Ni-Cu-PGE sulfide deposits associated with the Siberian flood basalts // *Econ. Geol.* 2009. Vol. 104, №2. P. 185–203.
- Mackenzie Karen L., Marshall Craig P., Walter Malcolm R.* Regional organic geochemistry of host sediments of palaeoproterozoic McArthur River Ore deposit, Australia // *Theor. Chem. Accounts: Theory, Comput. And Model.* 2008. Vol. 119, N 1-3. P. 143–153.
- Ore deposits 1: origin and distribution.* The Open University Press, Walton Hall, Milton Keynes, MK7 6AA. Great Britain. 1984. P. 88.
- Pons Josefina M., Franchini Marta, Meinert Lawrence, Recio Clemente and Etcheverry Ricardo.* Iron Scarns of the Vegas Peladas District, Mendoza, Argentina // *Econ. Geol.* 2009. Vol. 104. P. 157–184.
- Sillitoe R.H.* Andean mineralization: a model for the metallogeny of convergent plate margins // *Geol. Assoc. Can. Spec. Pap.* 1976. N14. P. 59–100.
- Southgate Peter N., Kyser T. Kurtis, Scott Deborah L., Large Ross R., Golding Suzanne D., Polito Paul A.* A basin system and fluid-flow analysis of the Zn-Pb-Ag Mount Isa-type deposits of Northern Australia: identifying metal source, basinal brine reservoirs, times of fluid expulsion, and organic matter reactions // *Econ. Geol.* 2006. Vol. 101, N 6. P. 1103–1115.
- Sowkins F. J.* Metal Deposits in Relation to Plate Tectonics. 2-d Revised. Springer-Verlag. Berlin, 1990. 461 p.
- Tucker Robert D., Belkin Harvey E., Schulz Klaus J., Peters Stephen G., Horton Forrest, Buttleman Kim and Scott Emily R.* A major light rare-earth element (LREE) resource in the Khanneshin carbonatite complex, Southern Afghanistan // *Econ. Geol.* 2012. Vol. 107, N 2. P. 197–208.
- Wilson J.T.* Did the Atlantic close and then reopen? // *Natur.* 1966. Vol. 211. P. 676–681.



## УКАЗАТЕЛЬ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

- Агарак медно-порфировое 92  
Актау морская вода 145  
Аллигейтор-Ривер урановое 187, 188  
Алмаз-Жемчужина хромшпинелевое 66  
Алмалык медно-порфировое 92  
Алтын-Топкан родонита 95  
Альмаден сурьмяно-ртутное 108  
Антипинское глини кирпичных 121  
Аптугайское песков эоловых 137  
Араша пироксеновое 85  
Аргайл (АК-1) алмазов 63, 80  
Аризонские хризотил-асбеста 95  
Артамоновское песков строительных флювиогляциальных 137  
Архангельское алмазов 80  
Астраханское газоконденсатное 182  
Атабаска урановое 187, 188  
Атасуийские железо-марганцевые 110, 111  
Багио кварц-золоторудное с серебром 105  
Баженовское хризотил-асбеста 103  
Бакальское железорудное 104, 150, 205  
Бакальское кварцитов 192, 194  
Баскунчак поваренная соль 145  
Белый камень доломиты 145  
Берёзовское золоторудное 100, 102, 103, 217  
Бивабик магнетита 200  
Бингем медно-порфировое 92  
Бисерское мраморов 192  
Богуты шеелитовое 103  
Боке бокситов гиббситовых 122, 125  
Больше-Сарсинское доломитовой муки 121  
Большое Камское торфа 157, 161  
Борон боратовое 110, 112  
Борусское жадеита 95  
Бошекуль медно-порфировое 92  
Броукен-Хилл полиметаллическое 187, 191  
Будымское вермикулита 123  
Бурыктальское силикатных никелевых руд 121  
Бушвельдский массив хромшпинелевых, титаномагнетитовых, платиновых руд 74, 213  
Вегас Пеладас железорудные 97  
Верхнего Юкона россыпь золота 144  
Верхнекамское калийных и магниевых солей 2, 145, 147, 148  
Витватерсранд золоторудное 187, 189  
Вишневогорское пироксено-цирконовое 63, 85  
Волго-Уральский нефтяной бассейн 183  
Волковское медно-титаномагнетитовое 76  
Вольское мела 157  
Воронцовское золоторудное в джаспероидах 108  
Восточно-Тихоокеанское поднятие железомарганцевые конкреции дна океанов 150  
Высокогорское железорудное 13, 95, 96, 215, 217  
Высокогорское мраморов 200, 201  
Вятско-Камское фосфоритов 157, 161  
Газли газовое 182  
Гайское медно-колчеданное 110  
Гальянское флюсовых известняков 13  
Гаурдак самородной серы 127, 129  
Гора Матюковая известняки 145  
Гороблагодатское железорудное 96, 97  
Господская шахта платиновое 76  
Гронинген (Слохтерен) газовое 182  
Грузинский марганцевый бассейн 155  
Гусевское титаномагнетитовое 13, 19, 75  
Дальнегорское данбурит-даболоитовое 95  
Дальнегорское полиметаллическое 95, 96, 205  
Дашкесанское железорудное 96  
Дегтярское колчеданно-полиметаллическое 111  
Депутатское оловорудное 105  
Джезказганское борнит-халькозинное 107, 217  
Донецкий бассейн каменного угля 157  
Ефимьинское волконскоита 127, 129  
Желтые воды железурановое 126  
Завальевское графита 192, 193  
Заосиновское песчано-гравийных смесей 137  
Зарница алмазов 80  
Изумрудные копи бериллов и изумрудов 90, 215  
Йилирри карнитовые калькриты 130  
Ильинское песков строительных 137  
Индерское боратов 208  
Индо-Синийский бассейн соли 148  
Иркутский бассейн соли 148  
Иультин касситерит-вольфрамитовое 103  
Каджаран медно-порфировое 92  
Каледонид Швеции полиметаллические 107  
Калинское глини кирпичных 137  
Калинское песков строительных 137  
Калушское солей 147  
Камбалда медно-никелевое 63, 69  
Каменское глини кирпичных 121  
Кара-Богаз-Гол мирабилита и тенардита 145  
Караоба вольфрам-молибденовое 90, 212, 214, 217  
Каратау микрозернистых фосфоритов 110, 168  
Каратау полиметаллические 107  
Карелия серно-колчеданные 110  
Карлин золоторудное в джаспероидах 107, 108  
Карпушинское медно-цинковоколчеданное 110, 215  
Каффа колумбит-танталитовое 90  
Кейвское кианит-силлиманитовое 192  
Келичевское глини гляциальных 137  
Кемпирсайское хромовых руд 63, 65, 204  
Керченское железорудное 150, 155, 219  
Кимберли алмазов 80

- Кингисеппское фосфоритов 157, 160  
Кируна-Вара апатит-магнетитовых руд 80  
Кия-Шалтырское нефелиновое 63, 734  
Кляймекс молибден-порфировое 93  
КМА железистые кварциты 187, 190  
Ковдорское апатит-магнетитовое с бадделеитом 63, 84, 214  
Ковдорское вермикулита 121, 123, 206  
Ковдорское флогопитовое 85  
Коелгинское мраморов 201  
Колар золоторудное 103, 196, 198  
Колорадо карнотитовых песчаников 128, 129  
Комсомольский узел оловянный 104  
Корат соли 148  
Корнуэлс оловорудное 99  
Коршуновское магномагнетитовое 63, 86  
Косинская площадь песков строительных 121  
Костаревское глини кирпичных аллювиальных 137  
Костомукшское магнетитовых кварцитов 187, 191  
Коунрад медно-порфировое 93, 212, 214  
Кочкарское золоторудное 102, 103  
Красная Шапочка бокситы 150, 154  
Красное море галит 110  
Криворожское железистые кварциты 187, 213  
Крипл Крик золотосеребрянное с теллуrom 105, 215  
Кудымкарское глини кирпичных 137  
Кудымкольское проявление мелких алмазов 201  
Кулунда содовые озёра 145  
Курейское графита 200, 201  
Курильские самородной серы 106  
Куроко колчеданно-полиметаллическое 110, 111  
Кусинское железа 213  
Кусинское ильменит-титаномагнетитовое 63, 76, 213  
Куули-Маяк поваренная соль 145  
Кырка бораты 110, 112, 146  
Лако-Сур магнетитовых лав 63  
Лисаковское бурых железняков 155  
Ллалагуа сульфидно-касситеритовое 105, 215  
Ловозерское лопаритовое 63, 75  
Ломовское габбро-долеритов 63, 73  
Ломоносовское алмазов 80  
Лотарингский бассейн бурых железняков 150, 154  
Мак-Артур-Ривер полиметаллическое 189  
Мак-Миллан-пасс шеелитовое 95  
Мальшевское бериллов и изумрудов 90  
Мальшевское цирконий-титановое 144  
Мамско-Чуйский район мусковит 196, 197  
Мансфельдской мульды медистые сланцы 156  
Маунт-Айза серебросвинцово-цинковое 187, 188, 192  
Маунтин-Пасс редкоземельное 63, 85  
Мери Кетлин урановое 93  
Мерисвейл сульфидно-уранинитовое 103  
Минас-Рагра ванадия 135, 206  
Миргалимсайское галенит-сфалеритовое 107  
Миссисипи-Миссури полиметаллические 107, 115  
Михеевское медно-порфировое 92  
Мончегорское медно-никелевое 64  
Москвинское известняковой муки 121  
Мурзинское пегматитовое 63, 78, 214  
Мурунтау золоторудное 103  
Нерчинская группа галенит-сфалеритовых руд в карбонатных породах 104, 215  
Нижнетунгусские исландского шпата 105  
Никитовское сурьмяно-ртутное в песчаниках 107, 108, 215  
Никопольское марганцевое 150, 156  
Новая Каледония силикатных никелевых руд 125  
Куба силикатных никелевых руд 125  
Ногинское графита 201  
Норильское медно-никелевое 63, 69, 70, 71, 214  
Нью-Альмаден киновари 105  
Оверятское йодо-бромные рассолы 145, 150  
Оз. Верхнее самородной меди 105  
Онотское талька 95  
Оренбургское газоконденсатное 182  
Орско-Халиловская группа бурых железняков природно-легированных 121  
Орско-Халиловская группа силикатных никелевых руд 125  
Осинское нефтяное 175, 176  
Оспинское нефрита 95  
Охотское море газогидраты 127  
Павловское нефтяное 175  
Палабора апатит-магнетитовое с халькопиритом 85  
Палабора флогопита 63  
Паужетское теплоэнергетических вод 105  
Пашийские проявления бокситов и красных железняков 153  
Пашийское аргиллитов для цемента 137  
Первоуральское титаномагнетитовое 19, 75  
Печенга медно-никелевое 63, 69  
Пламенное киновари 105  
Подмосковный бассейн буроугольный 157, 162  
Полазненское нефтяное 176  
Попигайская астроблема мелкие алмазы 202  
Предкарпатский бассейн соли 148  
Предуралье медистые песчаники 127  
Премьер алмазов 80  
Прибалтийский бассейн горючих сланцев 157  
Прикаспийский бассейн соли 148  
Припятский бассейн соли 148  
Просьяновское глини каолининовых 121  
Пятигорские минеральные воды 98, 105  
Ред Дог галенит-сфалеритовое 107

- Ренисон-Белл касситеритовое 95  
Риддер-Сокольное колчеданно-полиметаллическое 110  
Роан Антелоп медное 189  
Россинг редкометалльные пегматиты 196, 197  
Садонское полиметаллическое 102, 103, 104, 210, 215  
Салар-де-Атакама литиевые рассолы 146  
Самотлорское нефтяное 181  
Санаторское керамзитовых глин 123  
Саранинское глин кирпичных делювиальных 137  
Сарановское валунчатых хромовых руд 139  
Сарановское хромовых руд 25, 63, 74, 213, 214  
Сарбайское железорудное 97, 205  
Сари-Санг лазурита 95  
Саскачеванский бассейн соли 148  
Саткинское магнезитовое 104  
Саякское медное 95, 96  
Северная Африка фосфориты 168  
Северо-Уральский бокситовый район 153  
Северо-Уральский марганцевый бассейн 159, 154  
Сединское глин озёрных 137  
Серлз боратовое 112, 146  
Серовская группа силикатных никелевых руд 125  
Сил-Лейк барилитовое 90  
Слюдянское флогопита 95  
Собственно-Качканарское титаномagnetитовое 19, 42, 63, 75, 139  
Соколино-Саркаевское ангидриты 145  
Солнечное флюоритовое 90  
Соловьёвогорское дунитов 64  
Среднеазиатский бассейн соли 148  
Среднеевропейский бассейн соли 148  
Средняя Падма платинозолотоурановое 191  
Старобинское солей 147  
Стебниковское соли 148  
Стрельцовское молибденит-флюорит-настурановое 105  
Сухой Лог золотоносные черные сланцы 187, 190, 150, 156, 191  
Сылвенское глин керамзитовых 121, 123  
Сысертское амфибол-асбеста 192, 193  
Тайолтита кварц-золоторудное с серебром 105  
Таныпское известковых туфов 127  
Таумау жадеита 95  
Тенгизское нефтяное 181  
Тимано-Печорский нефтяной бассейн 181  
Тихвинский бокситовый район 150, 154  
Тойно сапропеля 157, 159  
Трубка Мир алмазов 63, 80  
Турьинское медное 95, 96  
Тырны-Ауз шеелит-молибденитовое 95, 96  
Тюбегатанское соли 148  
Тюя-Муюн урановое 130  
Удоканское борнит-халькозиновое 107  
Улутелякское пиролюзит-псиломелановое 121  
Уренгойское газовое 182  
Усинское карбонатных марганцевых руд 153, 205  
Усть-Качкинское питьевых и лечебных вод 145  
Уч-Кудук селен-урановое 127, 129  
Фёдоровское селенита 127  
Федоровское строительного гипса 121  
Флорида фосфориты 168  
Хайдаркан сурьмяно-ртутное в джаспероидах 107, 108, 210, 215  
Халиловское магнезита 121  
Ханнешин редкоземельное 85  
Хибинские нефелин-апатитовое 63, 75  
Ховуаксинское арсенидно-кобальтовое 103, 104  
Центральной Африки медно-кобальтовый пояс 107  
Центральное цирконий-титановое 144  
Чарух-Дайрон шеелитовое 95, 96  
Челбаньинская россыпь золота 140  
Черемшанское силикатных никелевых руд 127  
Чиатурское марганцевое 150, 155  
Чукаевское песчано-гравийных смесей аллювиальных 137  
Чукикамата медно-порфировое 92, 93  
Чумкаское гипса 123  
Шабровское талька 103  
Шарашинское органогенных известняков 157  
Шокшинское кварцитов 192, 193  
Шор-Су самородной серы 127, 129  
Штасфуртское соли 148  
Шудьинское офикальцита 95  
Щекинское угольное 18  
Эллиот-Лейк урановое 188  
Эрденет медно-порфировое 92  
Южно-Украинский марганцевый бассейн 155  
Яковлевское железорудное 122, 126, 190  
Ярегское битумное цирконий-титановое 138, 144  
Ярославское касситеритовое 95, 96  
Boyongan кора выветривания полиметаллов 207

# ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие. ....	3
<b>Ч А С Т Ь I</b>	
<b>ВВЕДЕНИЕ В ГЕОЛОГИЮ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ</b>	
<b>Глава 1. Предмет и значение дисциплины</b>	4
1.1. Предмет дисциплины .....	4
1.2. Значение дисциплины .....	4
1.3. Порядок изучения. ....	5
1.4. Основная литература. ....	5
<b>Глава 2. Полезные ископаемые и месторождения</b>	6
2.1. Природная среда и природные ресурсы. ....	6
2.2. Понятие о полезных ископаемых, их классификация. ....	7
2.2.1. Полезное ископаемое, составные аспекты понятия. ....	7
2.2.2. Классификации и виды полезных ископаемых. ....	9
2.3. Понятие о месторождениях полезных ископаемых, требования, предъявляемые к месторождениям .....	11
2.3.1. Месторождение полезного ископаемого, составные аспекты понятия. ....	11
2.3.2. Количество полезного ископаемого в месторождениях. ....	12
2.3.3. Качество полезного ископаемого в месторождениях. ....	13
2.3.4. Условия местонахождения месторождений .....	15
2.3.5. Роль экономических и социально-политических факторов в освоении месторождений. ....	15
2.4. Пункты минерализации и проявления полезных ископаемых, стадийность геологических работ .....	16
<b>Глава 3. Уровни распространения и строения месторождений полезных ископаемых.</b>	17
3.1. Уровни распространения месторождений полезных ископаемых. ....	17
3.1.1. Минерагенические формации горных пород. ....	17
3.1.2. Пространственные минерагенические уровни земной коры. ....	18
3.1.3. Минерагенические подразделения геологического времени. ....	19
3.2. Уровни строения месторождений полезных ископаемых. ....	20
3.2.1. Границы и формы тел полезных ископаемых. ....	21
3.2.2. Участки тел полезных ископаемых, рудные столбы. ....	23
3.2.3. Минеральные агрегаты и минеральные индивиды. ....	24
3.2.4. Химический состав месторождений полезных ископаемых. ....	26
3.2.5. Физические свойства месторождений полезных ископаемых. ....	26
<b>Глава 4. Методология, принципы и методы изучения месторождений полезных ископаемых.</b>	27
4.1. Общая методология изучения месторождений .....	27
4.1.1. Специфика месторождений полезных ископаемых как объектов исследования. ....	27
4.1.2. Особенности геологических наблюдений. ....	27
4.1.3. Моделирование как методология изучения месторождений, виды геологических моделей. ....	28
4.1.4. Понятие о геологических полях залежей полезных ископаемых. ....	29
4.2. Принципы исследования месторождений. ....	31
4.3. Методы исследования месторождений. ....	33
<b>Глава 5. Наука о полезных ископаемых.</b>	36
5.1. Определение и подразделения науки о полезных ископаемых. ....	36
5.2. Цель и задачи науки. ....	37
5.3. Связь с другими науками .....	37

<b>Глава 6. История науки о полезных ископаемых.</b>	39
6.1. Общие тенденции.	39
6.2. Древнейший и древний периоды.	39
6.3. Средневековый период.	40
6.3.1. Раннее Средневековье (V-VI – XIV в.)	40
6.3.2. Среднее Средневековье – эпоха Ренессанса (XIV – начало XVIII в.)	41
6.3.3. Позднее Средневековье (XVII–XVIII – середина XIX в.)	42
6.4. Новый период, мировые научные школы (XIX – первая половина XX в.).	43
6.5. Новейший период (2-я половина XX – начало XXI в.).	50
<b>Глава 7. Общие вопросы формирования и генетическая классификация месторождений</b>	52
7.1. Процессы образования месторождений полезных ископаемых.	52
7.1.1. Эндогенные процессы	52
7.1.2. Экзогенные процессы.	55
7.1.3. Метаморфогенные процессы.	56
7.1.4. Геохимические барьеры.	56
7.2. Генетическая классификация месторождений полезных ископаемых.	56
<b>ЧАСТЬ II</b>	
<b>ГЕОЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС МЕСТОРОЖДЕНИЙ</b>	
<b>ЭНДОГЕННОЙ СЕРИИ</b>	
<b>Глава 8. Месторождения магматической группы.</b>	60
8.1. Магматические горные породы и магматические месторождения.	60
8.2. Условия образования и классификация месторождений магматической группы.	63
8.3. Месторождения реститового класса.	65
8.4. Месторождения ликвационного класса.	69
8.4.1. Подкласс позднемагматический.	69
8.4.2. Подкласс ассимиляционно-магматический.	71
8.4.3. Физико-химическая модель образования ликвационных месторождений.	72
8.5. Месторождения кристаллизационного класса.	73
8.5.1. Подкласс раннемагматический.	74
8.5.2. Подкласс позднемагматический.	74
8.5.2.1. Ряд плутонический.	74
8.5.2.2. Ряд пегматитовый.	78
8.5.2.3. Ряд вулканический.	81
8.6. Месторождения флюидно-магматического класса.	81
8.6.1. Подкласс раннемагматический. Ряд кимберлитовый.	81
8.6.2. Подкласс позднемагматический. Ряд карбонатитовый	84
8.6.3. Подкласс ассимиляционно-магматический. Ряд вулканоплутонический.	87
<b>Глава 9. Месторождения метасоматической группы.</b>	88
9.1. Магматизм и метасоматоз.	88
9.2. Месторождения аутометасоматического класса.	89
9.2.1. Подкласс альбитит-грейзеновый.	90
9.2.2. Подкласс кварц-аргиллизитовый.	92
9.3. Месторождения контактово-метасоматического (скарнового) класса	94
9.3.1. Общие особенности скарновых месторождений.	94
9.3.2. Подкласс эндоконтактовогенный.	96
9.3.3. Подкласс экзоконтактовогенный.	97
9.3.4. Генезис скарновых месторождений.	97
<b>Глава 10. Месторождения гидротермальной группы.</b>	99
10.1. Геологические особенности гидротермальных месторождений.	99
10.1.1. Региональное геологическое положение месторождений.	99

10.1.2. Особенности строения и состава гидротермальных месторождений. ....	99
10.1.3. Классификация гидротермальных месторождений. ....	101
10.2. Месторождения плутоногенного класса. ....	102
10.3. Месторождения вулканогенного класса. ....	105
10.4. Месторождения амагматогенного класса. ....	107
10.5. Месторождения гидротермально-осадочного класса. ....	109
10.6. Генезис гидротермальных месторождений. ....	114

### ЧАСТЬ III

## ГЕОЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЭКЗОГЕННОЙ СЕРИИ

<b>Глава 11. Месторождения группы выветривания. ....</b>	<b>118</b>
11.1. Факторы размещения экзогенных месторождений. ....	118
11.2. Геологические особенности месторождений выветривания. ....	119
11.3. Месторождения остаточного класса. ....	120
11.3.1. Месторождения обломочного профиля. ....	122
11.3.2. Месторождения гидрослюдистого профиля. ....	122
11.3.3. Месторождения каолинитового профиля. ....	124
11.3.4. Месторождения латеритного профиля. ....	124
11.3.5. Генезис остаточных месторождений выветривания. ....	126
11.4. Месторождения инфильтрационного класса. ....	127
11.4.1. Щелочно-барьерные (контактово-карстовые) месторождения. ....	128
11.4.2. Восстановительно-барьерные (ролловые) месторождения. ....	128
11.4.3. Температурно-барьерные (калькредовые) месторождения. ....	130
11.4.4. Фильтрационно-барьерные (атмосферно-водные) месторождения. ....	130
<b>Глава 12. Месторождения осадочной группы. ....</b>	<b>131</b>
12.1. Общие условия образования и генетическая классификация осадочных месторождений. ....	131
12.1.1. Стадии и этапы литогенеза. ....	131
12.1.2. Генетическая классификация осадочных месторождений. ....	135
12.2. Месторождения класса механических осадков. ....	136
12.2.1. Месторождения обломочных горных пород и осадков. ....	136
12.2.2. Месторождения россыпей ценных минералов. ....	138
12.2.2.1. Делювиальные (склоновые) россыпи. ....	138
12.2.2.2. Аллювиальные россыпи. ....	139
12.2.2.3. Прибрежно-морские россыпи. ....	142
12.3. Месторождения класса химических осадков. ....	144
12.3.1. Месторождения осадков и концентратов истинных растворов. ....	144
12.3.1.1. Седиментогенетический ряд: воды Мирового океана, солеродные бассейны. ....	144
12.3.1.2. Диагенетический ряд: ископаемые месторождения. ....	146
12.3.1.3. Катагенетический ряд (глубинные рассолы) ....	149
12.3.1.4. Ряд раннего гипергенеза (минеральные воды) ....	150
12.3.2. Месторождения осадков коллоидных растворов. ....	150
12.3.2.1. Седиментогенетический ряд. Накопление металлов. ....	151
12.3.2.2. Диа- катагенетический ряд. Ископаемые месторождения. ....	153
12.4. Месторождения класса биохимических осадков. ....	156
12.4.1. Месторождения биогенного подкласса. ....	157
12.4.1.1. Седиментогенетический ряд (ракушечник, гуано, сапропель) ....	157
12.4.1.2. Диагенетический ряд (известняки, фосфориты, торф, бурый уголь) ....	159
12.4.1.3. Катагенетический ряд (каменный уголь, горючие сланцы) ....	163
12.4.2. Месторождения собственно биохимического подкласса. ....	167
12.4.2.1. Седиментогенетический ряд (фосфориты) ....	167
12.4.2.2. Диагенетический ряд (фосфоритовые бассейны, горючий газ) ....	168

12.4.2.3. Катагенетический ряд (нефть и газ) . . . . .	170
12.4.2.4. Ряд раннего гипергенеза (подземные воды) . . . . .	184

## ЧАСТЬ IV

### ГЕОЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС МЕСТОРОЖДЕНИЙ МЕТАМОРФОГЕННОЙ СЕРИИ

<b>Глава 13. Месторождения региональной метаморфогенной группы. . .</b>	<b>185</b>
13.1. Общие понятия и классификация месторождений метаморфогенной серии. . .	185
13.2. Месторождения динамотермального метаморфизма. . . . .	186
13.2.1. Процессы образования и генетическая классификация месторождений . . . .	186
13.2.2. Подкласс метаморфизованных динамотермальных месторождений. . . . .	187
13.2.3. Подкласс метаморфических динамотермальных месторождений. . . . .	192
13.3. Месторождения класса региональных метасоматитов. Линейные альбититы. .	194
13.4. Месторождения мигматитового класса. . . . .	195
13.4.1. Понятие о мигматитах. . . . .	195
13.4.2. Подкласс мигматитовых пегматитов. . . . .	196
13.4.3. Подкласс мигматит-кварцевый. . . . .	198
<b>Глава 14. Месторождения локальной метаморфогенной группы. . . .</b>	<b>200</b>
14.1. Месторождения класса контактового метаморфизма. . . . .	200
14.2. Месторождения дислокационного метаморфизма. . . . .	201
14.3. Месторождения ударного метаморфизма. . . . .	202

## ЧАСТЬ V

### ГИПЕРГЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ И СТРОЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

<b>Глава 15. Выветривание месторождений полезных ископаемых. . . .</b>	<b>203</b>
15.1. Необходимость исследования и типизация месторождений по характеру выветривания. . . . .	203
15.2. Месторождения, полезные минералы которых устойчивы в зоне окисления. .	204
15.3. Месторождения, полезные минералы которых изменяются без выноса полезных элементов. . . . .	205
15.4. Месторождения, полезные минералы которых изменяются с выносом полезных элементов из зоны окисления и накоплением в зоне восстановления. . . .	206
<b>Глава 16. Геологические структуры месторождений полезных ископаемых. . . . .</b>	<b>209</b>
16.1. Строение месторождений полезных ископаемых. . . . .	209
16.1.1. Доминерализационные геологические структуры. . . . .	209
16.1.2. Синминерализационные геологические структуры. . . . .	212
16.1.3. Постминерализационные геологические структуры. . . . .	213
16.2. Структуры полей размещения месторождений. . . . .	214
16.2.1. Плутоногенные рудные поля. . . . .	214
16.2.2. Плутон-литогенные рудные поля. . . . .	215
16.2.3. Вулканогенные рудные поля. . . . .	215
16.2.4. Тектоногенные рудные поля. . . . .	215
16.2.5. Тектоно-плутоногенные рудные поля. . . . .	216
16.2.6. Тектоно-литогенные поля. . . . .	217
16.2.7. Литогенные рудные поля. . . . .	217
16.2.8. Контактные поля месторождений. . . . .	217
<b>Заключение. . . . .</b>	<b>219</b>
<b>Библиографический список. . . . .</b>	<b>220</b>
<b>Указатель месторождений. . . . .</b>	<b>225</b>

*Учебное издание*

**Ибламинов Рустем Гильбрахманович**

## **Геология месторождений полезных ископаемых**

*Учебное пособие*

Редактор *Л. Г. Подорова*

Корректор *Л. И. Иванова*

Компьютерная вёрстка: *Р. Г. Ибламинов*

---

Подписано в печать 20.12.2019. Формат 60×84/8.

Усл. печ. л. 26,97. Тираж 100 экз. Заказ \_\_\_\_

---

Издательский центр  
Пермского государственного  
национального исследовательского университета.  
614990 г. Пермь, ул. Букирева, 15

Типография ПГНИУ.  
614990 г. Пермь, ул. Букирева, 15