

В. Ф. Рудницкий

О С Н О В Ы У Ч Е Н И Я
О ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Учебное пособие

Екатеринбург – 2015

Министерство образования и науки России
ФГБОУ ВПО
«Уральский государственный горный университет»



В. Ф. Рудницкий

О С Н О В Ы У Ч Е Н И Я О ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Учебное пособие

Третье издание, исправленное и дополненное

Екатеринбург – 2015

УДК 553.2
Р83

Рецензенты: кафедра геологии Южно-Уральского государственного университета;
Золоев К. К., член-корреспондент РАН, профессор,
доктор геолого-минералогических наук;
Мурзин В. В., доктор геолого-минералогических наук.

Печатается по решению Редакционно-издательского совета
Уральского государственного горного университета

Рудницкий В. Ф.

Р 83 ОСНОВЫ УЧЕНИЯ О ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ: учебное пособие. 3-е издание, исправленное и дополненное / В. Ф. Рудницкий; Урал. гос. горный ун-т.— Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2015.— 245 с.
ISBN 978-5-8019-0244-9

Приведены общие сведения о строении и условиях формирования месторождений полезных ископаемых. Дана характеристика условий образования и особенностей геологического строения всех генетических классов месторождений полезных ископаемых.

Для студентов геологических специальностей вузов.

Рис. 120. Табл. 55. Библ. 30 назв.

УДК 553.2

ISBN 978-5-8019-0244-9

© Уральский государственный
горный университет, 1997,
2007, 2015

© Рудницкий В. Ф., 1997,
2007, 2015

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ.....	5
ВВЕДЕНИЕ.....	6
КРАТКИЙ ИСТОРИЧЕСКИЙ ОЧЕРК.....	11
1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О СТРОЕНИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ.....	15
1.1. Геотектоническая позиция.....	15
1.2. Вмещающие породы и положение в геологическом разрезе месторождений полезных ископаемых.....	19
1.3. Рудоконтролирующие структуры.....	21
1.4. Форма тел полезных ископаемых.....	23
1.5. Минеральный и химический состав полезных ископаемых.....	27
1.6. Структуры и текстуры полезного ископаемого.....	28
1.7. Зональность тел полезных ископаемых.....	33
1.8. Гидротермально-метасоматические изменения вмещающих пород.....	34
1.9. Ореолы рассеяния (геохимические).....	36
2. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ ОБ УСЛОВИЯХ ФОРМИРОВАНИЯ (ГЕНЕЗИСЕ) МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ.....	37
2.1. Источники рудного вещества.....	37
2.2. Источники транспортирующих агентов.....	41
2.3. Причины и способы рудоотложения.....	44
2.4. Генетические модели и классификации.....	45
3. УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕНЕТИЧЕСКИХ КЛАССОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ.....	48
ЭНДОГЕННАЯ СЕРИЯ.....	48
3.1. Группа магматических месторождений.....	48
3.1.1. Класс кристаллизационных месторождений.....	49
3.1.2. Класс ликвационных месторождений.....	54
3.2. Флюидно-магматическая группа.....	56
3.2.1. Пегматиты.....	57
3.2.2. Карбонатиты.....	60
3.3. Гидротермальные месторождения.....	64
3.3.1. Гидротермальная плутоногенная группа.....	64
3.3.1.1. Класс грейзеновых месторождений.....	65
3.3.1.2. Класс альбититовых месторождений.....	70
3.3.1.3. Класс скарновых месторождений.....	71
3.3.1.4. Класс порфировых месторождений.....	82
3.3.1.5. Класс жильных месторождений.....	86
3.3.2. Группа гидротермальных вулканогенных месторождений.....	88
3.3.2.1. Общие сведения.....	88
3.3.2.2. Субвулканический класс.....	97

3.3.2.3. Класс гидротермально-осадочных месторождений.....	100
3.3.3. Гидротермальная амагματοгенная группа.....	110
3.3.3.1. Диагностические признаки и полезные ископаемые.....	110
3.3.3.2. Генетические модели формирования.....	114
ЭКЗОГЕННАЯ СЕРИЯ.....	117
3.4. Группа месторождений выветривания.....	117
3.4.1. Общие сведения.....	117
3.4.2. Класс остаточных месторождений.....	121
3.4.3. Класс инфильтрационных месторождений.....	123
3.4.4. Поверхностные изменения месторождений.....	128
3.5. Группа осадочных месторождений.....	129
3.5.1. Класс механических осадочных месторождений.....	130
3.5.2. Класс осадочных химических месторождений.....	140
3.5.3. Осадочные биохимические полезные ископаемые.....	153
МЕТАМОРФОГЕННАЯ СЕРИЯ.....	166
3.6.1. Общие сведения.....	166
3.6.2. Группа метаморфизованных месторождений.....	169
3.6.3. Группа метаморфических месторождений.....	172
4. ПРОМЫШЛЕННЫЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ.....	176
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	211
РЕКОМЕНДУЕМАЯ ЛИТЕРАТУРА.....	212
ПЕРЕЧЕНЬ МЕСТОРОЖДЕНИЙ.....	214
КРАТКИЙ ТЕРМИНОЛОГИЧЕСКИЙ СЛОВАРЬ.....	223
СПИСОК ИНОСТРАННЫХ СЛОВ.....	231
ВОПРОСЫ И ЗАДАНИЯ ДЛЯ САМОПРОВЕРКИ.....	233

ПРЕДИСЛОВИЕ

Курс «Основы учения о полезных ископаемых» (ранее «Геология месторождений полезных ископаемых») автор читает в Уральском государственном горном университете (Свердловском горном институте, Уральской государственной горно-геологической академии) уже более двух десятков лет. Опыт преподавания, участие в учебно-методических дискуссиях, а также анализ структуры других учебников позволили выделить в читаемом курсе четыре одинаково важных, но неравнозначных по объему раздела.

В первом разделе «Общие сведения о месторождениях полезных ископаемых» дана характеристика основных параметров месторождений (геотектоническая позиция, рудоконтролирующие структуры, форма тел полезных ископаемых и др.). Сведения приведены в сжатом виде, так как многие из них в дальнейшем будут детально изучаться в самостоятельных курсах: «Минерагения», «Структуры рудных полей» и т. п.

Во втором разделе «Общие сведения об условиях формирования (генезисе) месторождений полезных ископаемых» рассмотрены основные генетические параметры: источники рудного вещества, источники транспортирующих агентов, причины и способы рудоотложения.

Третий раздел «Условия образования и характеристика генетических классов месторождений полезных ископаемых» – основной в курсе. Для каждого генетического класса месторождений указаны отличительные характеристики их геологического строения, концепции условий формирования и характерные полезные ископаемые.

Четвертый раздел «Промышленные типы месторождений полезных ископаемых» содержит в табличной форме краткие сведения по 25 наиболее распространенным полезным ископаемым. Он будет полезен, прежде всего, студентам специализаций, в учебных планах которых не предусмотрен этот раздел в качестве самостоятельного курса.

Учебное пособие составлено в соответствии с действующей учебной программой высших учебных заведений по специальности «Прикладная геология». В его основу положены одноименные учебные пособия автора (1997, 2007).

Автор благодарен профессорам В. М. Григорьеву и В. А. Прокину за высказанное ранее пожелания и доброжелательную оценку.

ВВЕДЕНИЕ

Основные понятия

Цель учения о полезных ископаемых – выяснение строения, условий образования (генезиса) и закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых. Месторождение полезных ископаемых – это «участок земной коры, в котором в результате тех или иных **геологических** процессов произошло накопление минерального вещества по количеству, качеству и условиям залегания пригодного для промышленного использования» (Смирнов, 1965, с. 5). Полезное ископаемое – это природное скопление минеральных образований, в котором содержание ценных компонентов и условия залегания достаточны для промышленного извлечения. Рудой обычно называют полезные ископаемые, из которых извлекают металлы, хотя могут быть и исключения, например апатитовая руда.

Месторождения полезных ископаемых состоят из тел или залежей, представляющих собой локальное скопление полезного ископаемого. Количество тел на месторождении может варьировать в весьма широких пределах: от единичных до нескольких десятков тысяч (например, золоторудные жилы Березовского месторождения на Урале). Месторождения, объединенные общностью происхождения, условиями размещения и пространственной близостью, образуют рудные поля. Поля, в свою очередь, объединяются в рудные районы (узлы), металлогенические области (пояса, зоны, бассейны) и провинции.

Полезные ископаемые бывают твердыми, жидкими и газообразными. Наиболее разнообразными являются твердые полезные ископаемые; из них могут извлекаться: 1) элементы (медь, цинк, золото и др.); 2) минералы (графит, апатит, соли и др.); 3) кристаллы (кварц, флюорит, алмаз и др.); 4) минеральные агрегаты (породы): гранит, мрамор, базальт и др. К жидким относятся нефть, подземные и поверхностные воды; к газообразным – горючие и инертные газы.

Понятие о месторождениях полезных ископаемых геолого-экономическое. Разделение полезных ископаемых по их использованию промышленностью предложено в работах А. Г. Бетехтина, В. И. Смирнова, И. Ф. Романовича и многих других; обобщенная на их основе промышленная классификация приведена ниже.

I. Рудные или металлические полезные ископаемые

Черные металлы: Fe, Mn, Cr

Цветные металлы: Al, Cu, Pb, Zn, Sn, Bi, Sb, Hg

Легирующие металлы: Ti, V, Ni, Co, Mo, W

Благородные металлы: Au, Ag, Pt, Os, Jr, Rh, Ru, Pd

Радиоактивные металлы: U, Th, Ra

Редкие и рассеянные металлы (элементы-спутники): Li, Rb, Cs, Be, Sr, Y, гр. PЗЭ, Zr, Nb, Ta, Cd, Ga, Sc, Jn, Tl, Se, Te, Ge, Re, Hf.

II. Нерудные или неметаллические полезные ископаемые

Индустриальное сырье: драгоценные, технические и поделочные камни – алмаз, рубин, сапфир, изумруд, аметист, топаз, малахит, родонит, гранаты, агат, яшмы; графит; слюды – мусковит, флогопит и вермикулит; асбесты – хризотилловые и амфиболовые; пиррофиллит, тальк и тальковый камень; магнезит и брусит; пьезооптический кварц и гранулированный кварц для плавки; флюорит; барит и витерит; исландский шпат; цеолиты и др.

Химическое и агрохимическое сырье: минеральные соли, фосфатное сырье – апатит и фосфориты; серное и борное сырье.

Строительные материалы и сырье для их производства: керамическое сырье – пегматиты, высокоглиноземистые силикаты, волластонит; глины и каолины; песок и гравий; карбонатные породы; гипс и ангидрид; изверженные горные породы и др.

III. Горючие полезные ископаемые

Торф, бурый и каменный уголь, горючие сланцы, нефть, углеводородные газы.

IV. Газо-минеральные полезные ископаемые

Подземные воды: питьевые, технические, бальнеологические, нефтяные с Br, J, B, Ra; негорючие инертные газы: He, Ne, Ar, Kr и др.

Количество полезных ископаемых в недрах, если оно подсчитано на основе геологоразведочных работ, называют запасами или прогнозными ресурсами, определенными лишь на основе геологических данных и аналогий. Запасы твердых полезных ископаемых по степени геологической изученности подразделяют на категории: А, В, С₁, С₂. Прогнозные ресурсы по степени их обоснованности подразделяются на категории Р₁, Р₂ и Р₃.

Качество полезных ископаемых определяется рядом параметров. Важнейшими из них являются содержание ценных и вредных компонентов. Для отдельных видов полезных ископаемых важны другие характеристики: например, для кристаллов и минералов их размеры и однородность; для горных пород как полезных ископаемых – их физико-механические свойства.

Определенные ограничивающие требования (условия) промышленности к количеству, качеству и условиям залегания полезного ископаемого получили название «промышленные кондиции».

Кондиции не постоянны и зависят от многих факторов, но прежде всего: а) от степени распространенности полезного ископаемого в земной коре (рис. В.1), б) от уровня техники и технологии разработки и переработки, с совершенствованием которых в разработку вовлекаются все менее богатые руды.

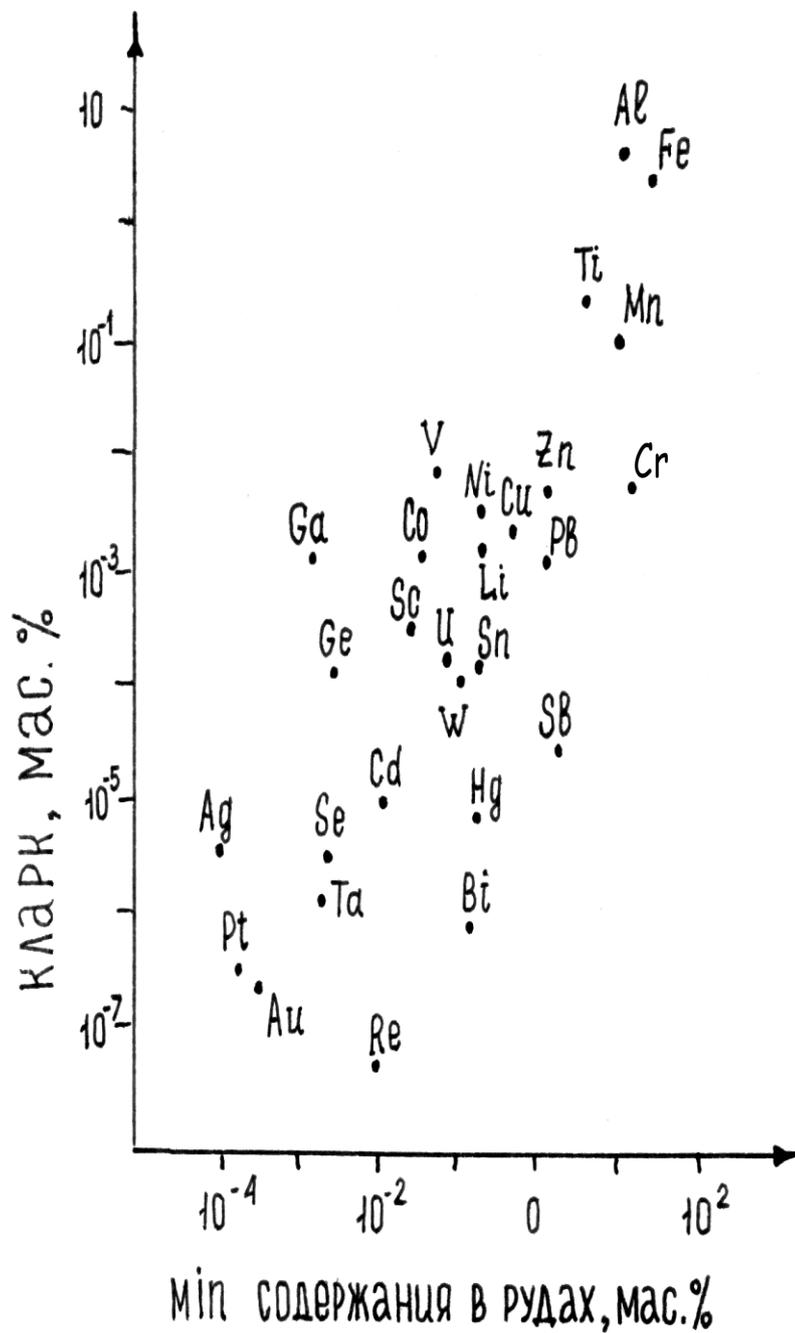


Рис. В.1. Зависимость минимальных содержаний элементов в промышленных рудах от кларка

Порядок проведения геологоразведочных работ на твердые полезные ископаемые в Российской Федерации определяется последовательными стадиями и этапами (табл.В.1).

Этапы и стадии геологоразведочных работ (твердые полезные ископаемые)

Этап, стадия	Объект изучения	Цель работ	Основной конечный результат
Этап I Работы общего геологического назначения Стадия 1 Региональное геологическое изучение недр и прогнозирование полезных ископаемых	Территория Российской Федерации, ее крупные геолого-структурные, административные, экономические, горнорудные и нефтегазоносные регионы; шельф и исключительная экономическая зона; глубинные части земной коры; районы с напряженной экологической обстановкой; районы интенсивного промышленного и гражданского строительства, мелиоративных и природно-охранных работ и др.	Создание фундаментальной многоцелевой геологической основы прогнозирования полезных ископаемых; обеспечение различных отраслей промышленности и сельского хозяйства систематизированной геологической информацией для решения вопросов в области геологоразведочных работ, горного дела, мелиорации, строительства, обороны, экологии и т. п.	Комплекты обязательных и специальных геологических карт различного назначения масштабов 1:1 000 000, 1:200 000, 1:50 000; сводные и обзорные карты геологического содержания масштабов 1:500 000 и мельче, комплект карт, схем и разрезов глубинного строения недр Российской Федерации и ее регионов; комплексная оценка перспектив изученных территорий с выделением рудных районов и узлов, зон, угленосных бассейнов; определение прогнозных ресурсов категорий P_3 и P_2 ; оценка состояния геологической среды и прогноз ее изменения
Этап II Поиски и оценка месторождений Стадия 2 Поисковые работы	Бассейны, рудные районы, узлы и поля с оцененными прогнозными ресурсами категорий P_3 и P_2	Геологическое изучение территории поисков; выявление проявлений полезных ископаемых; определение целесообразности их дальнейшего изучения	Комплексная оценка геологического строения и перспектив исследования площадей, выявленные проявления полезных ископаемых с оценкой их прогнозных ресурсов по категориям P_2 и P_1 ; оценка возможности их освоения на основе укрупненных показателей; обоснование целесообразности и очередности дальнейших работ
Стадия 3 Оценочные работы	Проявления полезных ископаемых с оцененными прогнозными ресурсами категорий P_2 и P_1	Геологическое изучение и геолого-экономическая оценка проявлений и месторождений; отбраковка проявлений, не представляющих промышленной ценности	Месторождения полезных ископаемых с оценкой их запасов по категориям C_2 и C_1 , а по менее изученным участкам прогнозных ресурсов категории P_1 ; технико-экономическое обоснование промышленной ценности месторождения с составлением ТЭДа

Окончание таблицы В.1

Этап, стадия	Объект изучения	Цель работ	Основной конечный результат
Этап III Разведка и освоение месторождений. Стадия 4 Разведка месторождения	Месторождения полезных ископаемых с оцененными запасами по категориям С ₂ и С ₁ и прогнозными ресурсами категории Р ₁	Изучение геологического строения, технологических свойств полезного ископаемого, гидрогеологических, инженерно-геологических условий отработки месторождения; технико-экономическое обоснование промышленной ценности и освоения месторождения; уточнение геологического строения месторождения в процессе освоения на недостаточно изученных участках (фланги, глубокие горизонты) с переводом запасов из низших в более высокие категории	Геологические, гидрогеологические, горно-геологические, технологические и другие данные, необходимые для составления технико-экономического обоснования (ТЭО) освоения месторождения; подсчитанные запасы по категориям А, В, С ₁ и С ₂
Стадия 5 Эксплуатационная разведка	Эксплуатационные этажи, горизонты, блоки, уступы, подготавливаемые для очистных работ	Уточнение полученных при разведке данных для оперативного планирования добычи; контроль за полнотой и качеством отработки запасов	Запасы подготовленных и готовых к выемке блоков; исходные материалы для оценки полноты отработки месторождения, уточнения потерь и разубоживания полезных ископаемых

Утверждено Распоряжением Министерства природных ресурсов Российской Федерации от 05.07.99 г. № 83-р

КРАТКИЙ ИСТОРИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Освоение полезных ископаемых, наряду с другими природными ресурсами, органически связано со становлением человечества и развитием цивилизации.

В каменный век (до 6 тыс. лет до н. э.) первобытный человек в борьбе за существование начал использовать обломки горных пород, глину. В этот же период изготавливаются изделия из золота, серебра, самоцветов и самородной меди.

В бронзовый век (I-IV тыс. лет до н. э.) человек научился добывать руды меди, свинца, сурьмы и выплавлять из них сплавы, сходные с бронзовыми. Остатки древних выработок известны во многих местах: Китае, Греции, Малой Азии, странах Центральной и Южной Европы. На территории Сибири, Алтая и Казахстана они получили название «чудских копей». Начато использование нефти, возможно угля в качестве топлива.

В последующем железном веке освоены выплавка железных руд и изготовление из них изделий быта, орудий производства и войны. Высокого уровня горно-металлургические работы достигают в Центральной Европе, Средней Азии. В Древней Руси людей, занимавшихся поисками, добычей и плавкой руд, называли рудознатоками. Это было кустарное производство на основе плавки озерно-болотных руд. Геологическое строение территории Древней Руси, бедной выходящими на поверхность полезными ископаемыми, не способствовало развитию горно-геологического дела. Начало горного промысла на государственной основе приходится, вероятно, на 1491 год, когда по приказу российского царя Ивана III была направлена на р. Цильму (приток р. Печоры) горно-поисковая экспедиция. Однако лишь в XVII веке, в период правления Петра I, за счет освоения минеральных ресурсов Урала, Алтая, Забайкалья, Россия по выплавке железа, меди, добыче золота выходит на первые места в мире. Организация горно-металлургического промысла в этот период связана с именами И. Шульгина, Л. Кислянского, Н. и А. Демидовых, В. Геннина (1678-1750), В. Н. Татищева (1686-1750) и многих других.

Ныне человечество использует практически все элементы таблицы Д. И. Менделеева, разнообразные минералы, кристаллы и горные породы. Горное производство в развитых странах превращается в безотходное.

С начала освоения полезных ископаемых, по мере своего развития человек, естественно, начал задумываться: как они возникли? Первые представления, судя по сохранившимся рисункам и письменам, носили мифологический характер. Накапливаемый за многие века опыт и развитие горно-геологического промысла совершенствовали знания о полезных ископаемых. Первые сведения описательного характера известны нам из работ известного таджикского философа Авиценны (Абу-Али Ибн-Сина – 980-1037 гг. н. э.); греческих философов Фалеса (624-547 лет до н. э.) и Гераклита (544-474 лет до н. э.).

Становление учения о полезных ископаемых, вероятно, приходится на XVI-XVIII века, когда появились специальные работы, посвященные описанию месторождений и условий их формирования. Именно на это время приходится истоки современных концепций рудообразования. Связаны они с именами исследователей полезных ископаемых Центральной Европы, прежде всего Саксонии и Чехии (Рудные горы), где в 1756 году была открыта Фрайбергская горная академия – первое высшее учебное заведение горно-геологического профиля.

Георг Агрикола (Бауэр) – 1494-1555 гг. – основоположник непунистических концепций рудообразования. Он предполагал, что растворы, или «соки», по его терминологии, образуются поверхностными водами, проникшими в земную кору. Под действием тепла земли они растворяли минеральные вещества и осаждали их в трещинах и пустотах, в том числе и эрозионных. В дальнейшем эта гипотеза наиболее активно развивалась профессором Фрайбергской академии А. Г. Вернером (1749-1817).

Рене Декарт (1596-1650) – основатель плутонистического направления в учении о полезных ископаемых. Образование полезных ископаемых, согласно его представлению, обусловлено инъекциями магмы и ее эманаций из расплавленного ядра в земную кору. Идеи плутонизма в образовании полезных ископаемых позже активно отстаивались шотландским геологом Д. Хеттоном (1726-1797).

Борьба непунистов и плутонистов с перманентным успехом той или иной школ продолжается до сих пор. Однако уже к концу XIX – началу XX века становится очевидно, что образование месторождений полезных ископаемых связано с более разнообразными экзогенными и эндогенными процессами и не может быть объяснено лишь с этих, хотя и главенствующих, позиций. Именно в это время появляются генетические представления и классификации, созвучные современным. Это прежде всего работа Эли де Бомона (Франция), Б. Коппа, П. Рамдора, Г. Шнейдерхена (Германия), Ф. Пошепного, (Чехословакия), В. Линдгрена, К. Эммонса, А. Бэтмана, И. Сперра (США), И. Фогта (Норвегия), П. Ниггли (Швейцария).

В России колоссальное значение для освоения полезных ископаемых имело создание и активное функционирование Приказа Рудокопных дел (1700), Кунсткамеры (1718), горнозаводских школ в Олонце (1713) и на Урале (1721), Академии наук (1725), Санкт-Петербургского горного училища (1773), ныне горного института, Геологического комитета (1882). Истоки этих славных дел связаны с именами двух выдающихся граждан России - Петра I (1672-1725) и М. В. Ломоносова (1711-1765). Среди исследователей месторождений выделяются В. М. Севергин (1765-1826), Д. И. Соколов (1789-1852), Г. Е. Щуровский (1803-1884), И. В. Мушкетов (1850-1902), Ф. Н. Чернышев (1856-1914), Л. И. Лутугин (1864-1915), Е. С. Федоров (1853–1919), А. П. Карпинский (1847-1936), А. Е. Ферсман (1883-1945), В. А. Обручев (1863-1956).

В прошлом, XX, веке отмечалась резкая интенсификация горных и геологоразведочных работ на основе новых технологий и техники. Это привело к накоплению обширного фактического материала, что вкупе с резким усилением лабораторных и экспериментальных исследований позволило совершить крупные научные обобщения и открытия, среди которых, прежде всего, необходимо выделить:

– открытие и освоение новых промышленных типов полезных ископаемых, в частности урановых, редкоземельных руд;

– открытие и исследование ранее не известных или слабо оцененных генетических типов месторождений, в частности карбонатитов, вулканогенно-осадочных и прочих;

– выяснение на основе изотопных исследований метеорного происхождения растворов большинства гидротермальных месторождений, что привело к созданию новых моделей рудообразования (конвективной, элизионной и др.);

– открытие и исследование полезных ископаемых океанического дна, в т. ч. современных рудообразующих систем;

– появление новых направлений (разделов) в учении о полезных ископаемых: минерагении, физико-химических основ рудообразования и пр.

Наиболее весомые достижения этого периода связаны с именами известных исследователей: Я. Н. Белевцева, А. Г. Бетехтина, А. А. Беуса, Ю. А. Билибина, Н. Б. Вассоевича, А. И. Гинзбурга, И. М. Губкина, В. А. Жарикова, Ю. А. Жемчужникова, А. Н. Заварицкого, Д. С. Коржинского, В. Н. Котляра, В. А. Кузнецова, Н. П. Лаверова, Л. Н. Овчинникова, Е. А. Радкевич, В. И. Смирнова, С. С. Смирнова, Г. А. Соколова, Н. М. Страхова, Г. А. Твалчрелидзе, Н. А. Шило, Е. М. Эпштейна (СССР, Россия); Е. Ингерсона, Э. Роддера, Ч. Парка, Р. Джанса, Р. Гаррелса, Р. Хатчинсона, А. Малахова, Д. Кронена, П. Рона, А. Митчелла, М. Гарсона (США); К. Данэма, Е. Спунера (Великобритания); Т. Ватанабе, Т. Такеучи, И. Сакине, Х. Омото, Р. Рая (Япония).

Безусловно, к числу наиболее выдающихся ученых в области учения о полезных ископаемых относился академик В. И. Смирнов, перу которого принадлежат учебники, известные не только в России, но и за рубежом.



Академик
Владимир Иванович Смирнов
(1910 - 1988)

Академиком Д. С. Коржинским в учении о полезных ископаемых разработаны фундаментальные основы метасоматических процессов в формировании эндогенных месторождений.

Академик Н. М. Страхов – признанный лидер в области теории литогенеза. Его работы лежат в основе понимания условий формирования месторождений полезных ископаемых экзогенного происхождения.



Академик
Дмитрий Сергеевич Коржинский
(1899 - 1985)



Академик
Николай Михайлович Страхов
(1900 - 1978)

История открытий, освоения и учения о полезных ископаемых весьма увлекательно изложена в специальных работах Ф. Д. Бублейникова (1948), В. В. Данилевского (1948, 1959), Ф. И. Вольфсона (1953, 1955), Крука Томаса (1938), А. А. Кузина (1961), В. В. Максимова (1966, 1970, 1971, 1973), В. В. Тихомирова и В. Е. Хаина (1956), А. В. Хабакова (1950) и других, а также в многочисленных научно-популярных очерках и в предисловиях к монографиям и учебникам. Знание истории учения о полезных ископаемых расширяет кругозор геолога, помогает объективно оценивать его современное состояние и прогнозировать будущее.

1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О СТРОЕНИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Месторождение, как и прочие объекты, имеет свои параметры или характеристики. К числу наиболее важных из них относятся: геотектоническая позиция, вмещающие породы и положение в геологическом разрезе, рудоконтролирующие структуры, форма тел, минеральный и химический состав, структура и текстура полезного ископаемого, зональность рудных тел, околорудные гидротермально-метасоматические и геохимические ореолы. Эти характеристики отражены в обязательных разделах геологических отчетов по результатам геологоразведочных работ на месторождениях, описание их дается в научных изданиях. Их изучение необходимо для геолого-экономической оценки месторождения с целью их рациональной разработки. На основе этих данных выясняются закономерности размещения полезных ископаемых, позволяющие разработать комплекс поисковых признаков и критериев, что способствует эффективному поиску и разведке полезных ископаемых. И, наконец, отмеченные параметры являются важнейшими генетическими признаками; знание их в той или иной степени достоверности позволяет определить генезис месторождения.

1.1. Геотектоническая позиция

Месторождения полезных ископаемых разного генезиса и состава формируются в различных геодинамических (геотектонических) обстановках. Региональные закономерности образования и размещения полезных ископаемых во времени и пространстве изучает специальная отрасль геологических знаний – минерагения, применительно к рудам получившая название «металлогения».

Геодинамические и основанные на них металлогенические концепции весьма разнообразны. В настоящее время наиболее распространены две из них – концепция фиксизма и концепция мобилизма.

Концепция фиксизма – классическая (Г. Штилле, А. Д. Архангельский, М. М. Тетяев, В. В. Белоусов и др.), основана на предположении о развитии земной коры за счет вертикальных перемещений. Согласно этой концепции, выделяют устойчивые области – платформы, состоящие из осадочного чехла и метаморфизованного фундамента. Фундамент, не имеющий чехла, получил название щита. Подвижные области (геосинклинали, складчатые пояса) – это обычно линейно вытянутые зоны, зарождение и развитие которых тесно связано с вертикальными перемещениями. В начальных стадиях формирования они характеризуются преобладанием погружений и морскими условиями (собственно геосинклинальная стадия), сменяющимися затем поднятиями и горообразованием (орогенная стадия). Среди них, по Г. Штилле, выделяются эвгеосинклинали, характеризующиеся высокой вулканической и интрузивной активностью, и миогеосинклинали, с отсутствующей или слабопроявленной

магматической деятельностью. В целом же различными исследователями предложены весьма разнообразные классификации геосинклиналей.

Мобилистская концепция (тектоники плит, плейт-тектоники) оформилась относительно недавно, в 60-70-е годы (Г. Хесс, Дж. Уильсон, В. Е. Хаин, Л. П. Зоненшайн и др.), и получила широкое признание. Основана она на предположении о решающей роли в развитии земной коры горизонтальных перемещений двух типов плит: континентальных и океанических. Формирование подвижных поясов происходит на границах расходящихся (дивергентных) и сходящихся (конвергентных) плит.

Наиболее общая схема развития литосферы с позиции плитотектоники предложена Дж. Уильсоном (1968). Циклы Вильсона составляют шесть последовательных стадий эволюции:

- эмбриональная – раскол континентальной плиты и формирование континентального рифта (Восточно-Африканская рифтовая долина);
- юности – продолжение раскола и раздвижение плит и образование между ними глубоководного моря (Красное море);
- зрелости – продолжение раздвижения (дивергенции) морского (океанического) дна и удаление друг от друга континентов (Атлантический океан);
- упадка – начало сокращения (конвергенции) океанического дна и формирование островных дуг по краям континентов (Тихий океан);
- конечная – дальнейшее сокращение океанического бассейна и сближение континентов, находящихся на её противоположных сторонах (Средиземное море);
- реликтового рубца (геосутуры) – полное закрытие океана, соединение двух континентов, образование горных хребтов и плато (Гималаи).

Процессы взаимодействия и развития литосферных плит, как показывают исследования последних лет, достаточно разнообразны. По В. А. Коротееву, В. М. Нечеухину (1994), с позиций плитной тектоники выделяются следующие типы подвижных систем, отличающихся геодинамической обстановкой.

Циклический тип – включает полное проявление геодинамических обстановок, связанных последовательно с дивергенцией и сменяющей ее конвергенцией плит (Урал, Аппалачи).

Аккреционный тип – присоединение к континенту разнородных коровых блоков (террейнов) континентального и океанического происхождения (Камчатка, Чукотка).

Континентально-коллизийный тип образуется на границах столкновения континентов. Характеризуется развитием интенсивных дислокаций, глобальных надвигов, а также гранитным магматизмом (Гималаи).

Коллизийно-субдукционный тип характеризуется образованием систем наложенных вулкано-интрузивных поясов на границе отдельных частей континентов и длительно развивающихся океанов (Анды, Кордильеры?).

К числу основных геотектонических структур относятся: зоны континентального и океанического рифтогенеза (спрединга), энсиматические (на океанической коре) и энсиалические (на континентальной коре) островные

дуги, пассивные и активные окраины континентов, коллизионные зоны, наложенные прогибы (рис. 1.1). Каждая из них характеризуется своей металлогенической специализацией (табл. 1.1).

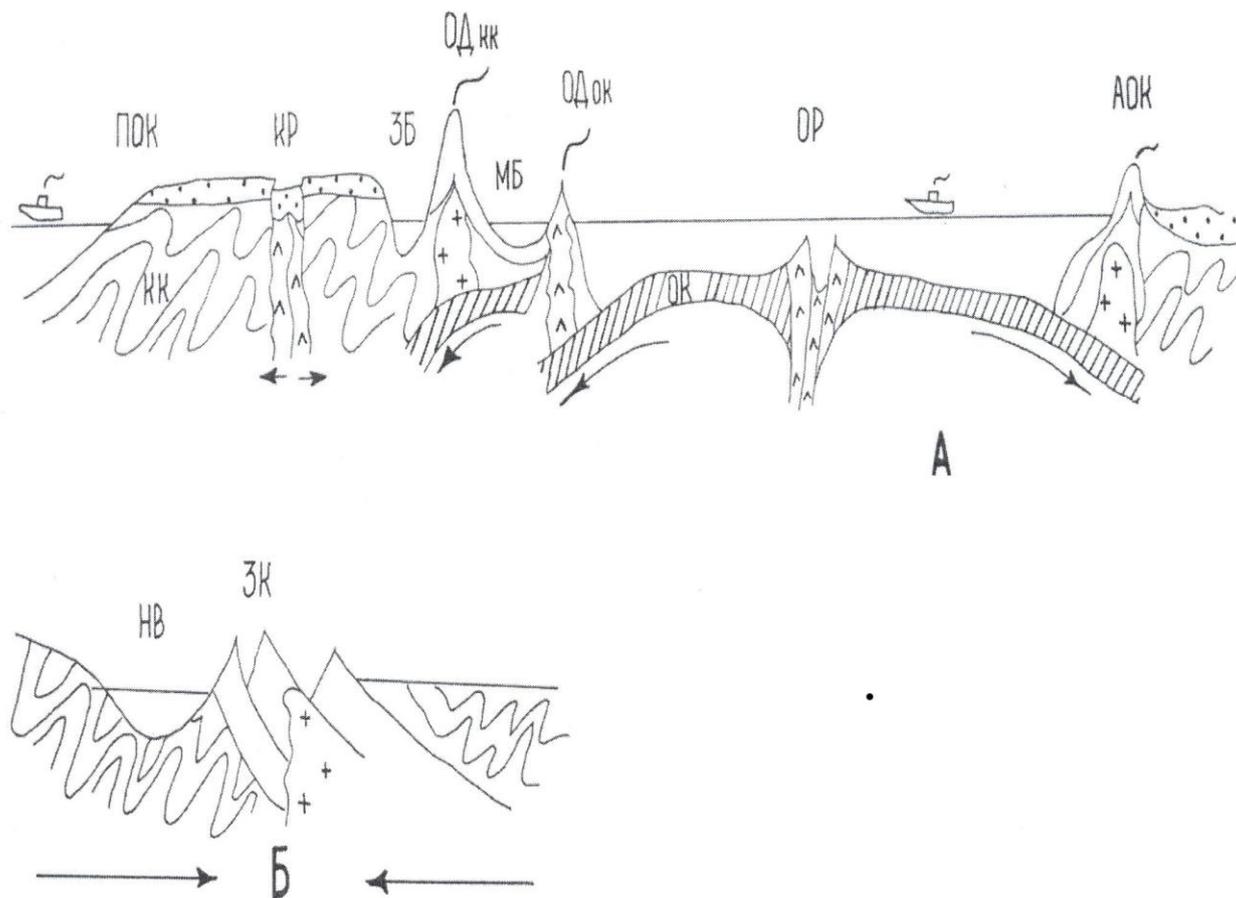


Рис. 1.1. Идеализированные геотектонические профили:
 А – стадия дивергенции, Б – стадия конвергенции

КК – континентальная кора; ОК – океаническая кора; ПОК – пассивная окраина континента; КР – континентальный рифт; ЗБ – задуговый бассейн; ОД_{кк} – островная дуга на континентальной коре (энсиалическая); МБ – междуговый бассейн; ОД_{ок} – островная дуга на океанической коре (энсиматическая); ОР – океанический рифт; АОК – активная окраина континента; НВ – наложенные впадины; ЗК – коллизионная зон

Таблица 1.1

Металлогеническая специализация геотектонических структур с позиций плитотектонической металлогении (по В. А. Прокину, В. Н. Пучкову, В. М. Нечеухину)

Основные геотектонические структуры	Основные геологические процессы	Металлогеническая специализация
Континентальные рифты	Раскол и раздвиг (спрединг) континентальной коры; наполнение осадков с подчиненным развитием магматических пород платформенного типа	Cu – Ni, алмазы, карбонатиты, Ti – Fe, Cr, Pt, апатиты, Pb – Zn, Au, сидериты
Океанические рифты	Раскол и раздвиг (спрединг) океанической коры; внедрение ультрабазитов и базитов мантийного происхождения	Cr, Pt, Ti – Fe, Cu – S, Fe – Mn
Островные дуги (с задуговыми и междуговыми бассейнами)	Поддвижение (субдукция) океанической коры под участки земной коры, интенсивный вулканизм	Ba – Cu – Zn – Pb – S, Au – S, Cu – порфиоровые, Fe – Mn
Пассивная окраина континентов	Стабильные прибрежно-морские и умеренно-глубинные условия, накопление осадков	Бокситы, Fe, Mn, барит, уголь, фосфориты, углеводороды, Cu – песчаники
Активная окраина континентов	Субдукция океанической коры под континент; формирование известково-щелочных андезитоидных вулканоплутонических серий	Cu – Mo – порфиоровые, Cu – Fe, Pb – Zn, W – Mo, Sn – W, Au, U
Коллизионные зоны	Интенсивные дислокации, надвиги, метаморфизм; внедрение гранитных интрузий	Рутил, графит, кварц, пегматиты, грейзены и жильные W, Sn, Nb, Ta, Be, Li
Наложенные прогибы	Медленное прогибание и осадконакопление, преимущественно в мелководных условиях	Cu – песчаники, U, бокситы, фосфориты, соли, гипсы

Кроме того, в последнее время в геодинамике начинает развиваться концепция мантийных плюмов или плюм-тектоники (В. Морган, И. Кэмпбелл, Р. Эрнст, В.Н. Пучков и др.).

Она предполагает наличие зафиксированных вертикальных потоков горячего легкого вещества (флюидов), которые поднимаются от границы ядро – мантия Земли. Движение литосферных плит происходит относительно плюмов («горячих точек»), положение которых определяется цепочками вулканов.

1.2. Вмещающие породы и положение в геологическом разрезе месторождений полезных ископаемых

Месторождения полезных ископаемых залегают в разнообразных породах эндогенного и экзогенного происхождения. По отношению к вмещающим породам они могут быть сингенетическими, то есть возникшими одновременно с ними, или же эпигенетическими, образованными позже.

Сингенетические месторождения обнаруживают закономерные связи с породными комплексами. Они залегают в них обычно конформно, приурочиваясь к определенным разновидностям пород или их ассоциациям. Магматические формации, формируясь в различных геодинамических обстановках, характеризуются полезными ископаемыми с устойчивой ассоциацией минералов или элементов (табл. 1.2).

Таблица 1.2

Металлогеническая специализация магматических формаций

Геотектоническая позиция	Магматическая формация	Полезные ископаемые	Примеры месторождений
Континентальный рифтогенез	Кимберлитовая	Алмаз	ЮАР, Якутия, Архангельская обл.
	Щелочно-ультрамафит-карбонатитовая	Nb, Ta, TR, Fe, апатит, флогопит	Кольский п-ов, Маймечо-Катуйская провинция
	Оливинит-габбровая (базальт-долеритовая, трапповая)	Cu – Ni	Норильские
	Гарцбургит-ортопироксенит-норитовая	Cu – Ni Cr (Pt)	Мончегорский, Бушвельд, Сарановское
	Габбро-долеритовая	Ti – Fe	Кусинско-Копанские
Островные дуги	Дунит-перидотитовая	Cr	Кемпирсайские
	Дунит-клинопироксенит-габбровая	Ti – Fe	Качканар

Следует отметить, что рудовмещающие формации, как правило, относятся к числу дифференцированных. Полезные ископаемые при этом связаны с определенными петрографическими, петрохимическими разновидностями пород. Выяснение таких связей имеет важное значение при поисковых работах.

Состав полезных ископаемых метаморфических толщ зависит от степени метаморфизма и от состава исходной породы. Например, лишь в углеродсодержащих породах при их метаморфизме могут возникнуть

месторождения графита. Более подробно связи полезных ископаемых с вмещающими их метаморфическими породами изложены в разделе 3.6.

Осадочные формации, формируясь в различной палеогеографической обстановке, отличаются составом сингенетичных им полезных ископаемых (табл. 1.3).

Таблица 1.3

Минерагенетическая специализация осадочных формаций

Осадочная формация	Полезные ископаемые
Сероцветная терригенная	Железные, марганцевые руды, бокситы, горючие полезные ископаемые
Пестроцветная терригенная	Медистые песчаники и сланцы
Кремнистая	Железо-марганцевые руды, яшмы
Карбонатная	Фосфориты, полиметаллические руды
Галогенная	Каменная и калийные соли, сера, флюорит
Углеродистая	Уран, ванадий, золото, платина

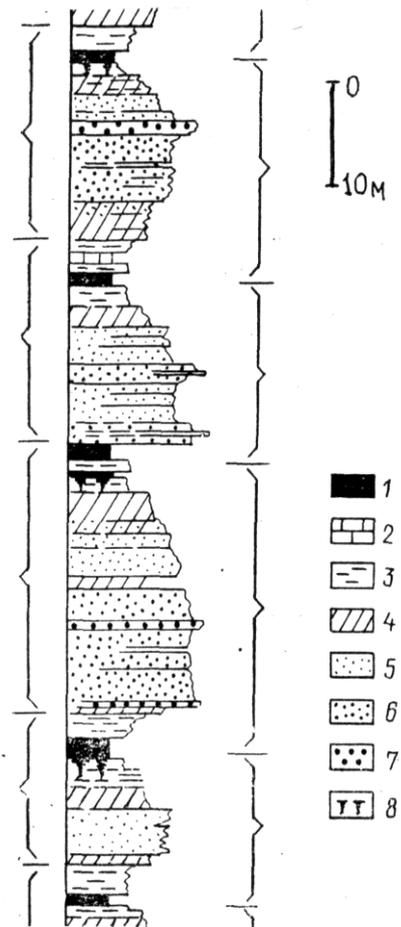
Для осадочных комплексов характерны литолого-стратиграфические закономерности в размещении сингенетичного с ним оруденения. Полезные ископаемые занимают определенное место в стратиграфической колонке, причем это нередко прослеживается в планетарном масштабе. Так, П. И. Степановым выделены три максимума угленакопления: 1) верхний карбон – нижняя пермь; 2) верхняя юра – нижний мел; 3) верхнемеловой – третичный. Для месторождений солей известно пять таких максимумов, наиболее крупными из которых являются пермский и кембрийский. Осадочные толщи имеют разнопорядковое цикличное строение, то есть состоят из закономерно повторяющихся в разрезе наборов слоев горных пород (литоциклов). Сингенетические тела осадочных полезных ископаемых занимают в них определенное место (рис. 1.2).

Размещение эпигенетических месторождений не всегда столь отчетливо зависит от вмещающих пород. Месторождения одного и того же генезиса могут залегать в различных породах, занимая по отношению к ним текущее положение. Однако физико-механические свойства и минерально-химический состав влияют все же на их размещение. Так, образование эпигенетических залежей кор выветривания напрямую зависит от состава материнских пород. Месторождения бокситов и каолинов формируются при выветривании алюмосиликатных пород (анортозитов, гнейсов), железа, никеля, кобальта за счет ультраосновных пород (дунитов, перидотитов). При изучении гидротермальных жильных месторождений важное поисковое значение имеет

Рис. 1.2. Схема циклического строения продуктивной части разреза угленосной толщи паралического типа (по В. Н. Волкову):

- 1 – угли; 2 – известняки;
- 3 – аргиллиты; 4 – алевролиты;
- 5 – песчаники мелкозернистые;
- 6 – песчаники среднезернистые;
- 7 – песчаники крупнозернистые;
- 8 – корневые остатки (ископаемые почвы)

Фигурными скобками (слева и справа от колонки) показаны разные способы проведения границ циклов



обнаружение в разрезах родоначальных (материнских) интрузий, поставляющих вещество для образования месторождений. С расплавами кислого состава связаны месторождения олова, вольфрама, молибдена, свинца и цинка; среднего состава – железа, меди, молибдена, золота, серебра; щелочно-ультраосновного – редких земель, тантала, ниобия, урана.

1.3. Рудоконтролирующие структуры

Структура месторождения определяется способом сочетания рудных тел с вмещающими их геологическими телами (слои горных пород, интрузивные тела, разрывные нарушения и пр.). В истории геологического развития структуры месторождения важно выделение трех этапов – дорудного, интрудного и пострудного.

Дорудный этап характеризует структуру участка земной коры, в котором произойдет рудоотложение. При этом, в первую очередь, представляет интерес выявление структурных элементов, контролирующих размещение руд. В случае длительного периода рудообразования возникает необходимость в изучении перестройки рудоконтролирующих структур, происходящей в интрудный этап. Пострудные нарушения искажают первичные взаимоотношения рудных тел с вмещающими их геологическими телами. Безусловно, что для определения закономерностей размещения, выяснения генезиса

месторождения, в первую очередь, необходимо знание рудоконтролирующих структурных элементов (рис. 1.3).

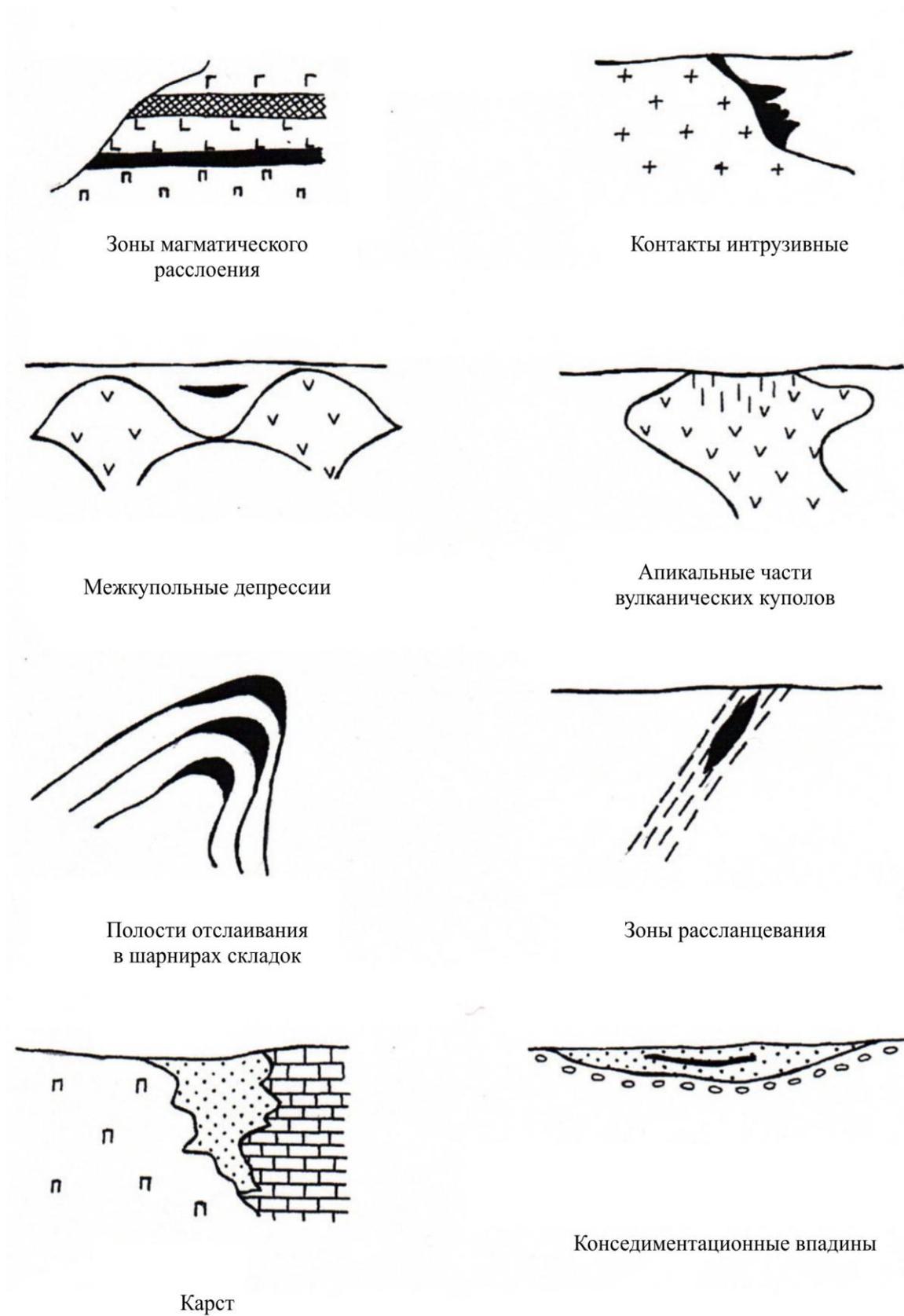


Рис. 1.3. Типичные рудоконтролирующие структуры

Наиболее существенное влияние на размещение тел полезных ископаемых оказывают следующие структурные элементы (см. рис. 1.3):

1. Магматические (интрузивные):

- контакты интрузий;
- зоны магматического расслоения;
- контракционные трещины;
- трубки взрыва.

2. Вулканические:

- вулканотектонические депрессии (кратерные, кальдерные, межкупольные и межвулканические);
- вулканические (экструзивные) купола;
- жерловины вулканов;
- субвулканические тела и корневые части вулканов.

3. Экзогенные (рельефные):

- конседиментационные депрессии;
- карст;
- эрозионные впадины;
- бары, рифы.

4. Литологические:

- пласты «благоприятных пород» (коллектора);
- пласты-экраны (флюидоупоры).

5. Складчатые:

- полости отслаивания в шарнирах;
- межформационные зоны срывов и дробления на крыльях;
- диапировые складки.

6. Тектонические:

- разломы (разрывные нарушения с перемещением);
- зоны дробления, трещиноватости;
- зоны расланцевания, милонитизация;
- их пересечения.

1.4. Форма тел полезных ископаемых

Форма тел полезных ископаемых существенно зависит от структурных условий локализации. Вкупе оба эти параметра являются важнейшими диагностическими признаками генезиса полезного ископаемого. Чрезвычайно важны сведения о форме тел полезного ископаемого при подсчете запасов и разработке месторождения.

В. И. Смирнов, с учетом соотношения размеров по трем направлениям (x , y , z), выделяет 4 типа форм тел полезных ископаемых: 1) изометричные ($x = y = z$); 2) плоские ($x = y > z$); 3) вытянутые по одному направлению ($x = y < z$) или ($x > y = z$); 4) сложные или комбинированные. В каждом типе выделяют свои разновидности.

Среди **изометрических** тел выделяют штоки, гнезда, штокверки, карманы.

Штоки сложены массивными или густовкрапленными рудами и имеют размеры в поперечнике в десятки, реже первые сотни метров (рис. 1.4). Характерны для соляных куполов, скарновых полиметаллических руд, хромитов.

Гнезда отличаются небольшими (метры, реже первый десяток метров) размерами. Характерны для ртутных, сурьмяных месторождений телетермального происхождения. Типичной в этих случаях является приуроченность гнезд к пересечению разломами горизонтов проницаемых осадочных пород.

Штокверки – это участки земной коры, как бы пронизанные мелкими разноориентированными прожилками и вкрапленностью полезного ископаемого. Имеют обычно значительные (сотни метров) размеры. Удлиненные их разновидности получили название оруденелых (прожилковых, минерализованных) зон. Типичная форма тел для порфировых медно-молибденовых, оловорудных месторождений.

Карманы характерны для месторождений кор выветривания и представляют собой небольшие, несколько вытянутые по вертикали углубления, заполненные полезным ископаемым кор выветривания (бокситы, никелевыми силикатными рудами).

Наиболее широко распространены **плоские** или плитообразные тела. Среди них выделяют пласты, пластообразные и плащеобразные залежи, жилы, линзы.

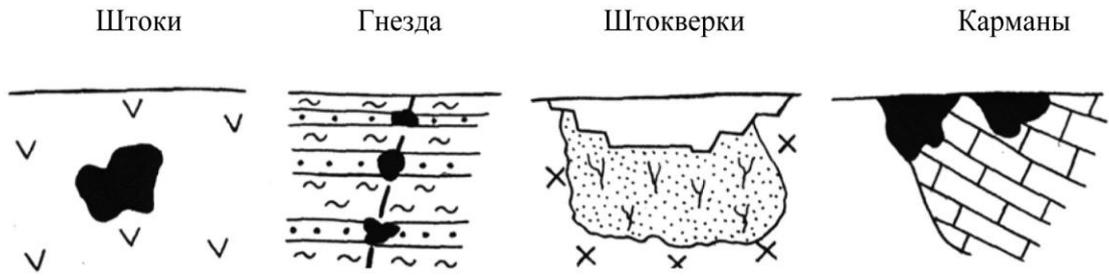
Пласты сложены полезным ископаемым осадочного происхождения. Они залегают согласно с вмещающими их осадочными толщами, обнаруживая отчетливые литолого-стратиграфические закономерности размещения в геологическом разрезе; имеют относительно ровные, нередко резкие плоскости контактов и выдержаны по мощности, падению и простиранию.

Одиночные пласты, чередуясь с прослоями пустых пород, группируются в таких случаях в сложные пласты, которые, в свою очередь, объединяются в пачки.

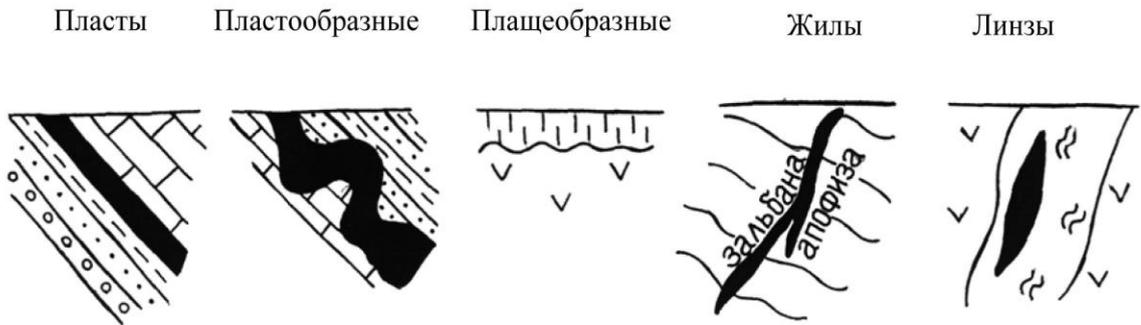
Пластообразные залежи сложены метаморфическими и метасоматическими, реже магматического и осадочного происхождения полезными ископаемыми. В отличие от пластов они имеют неровные, часто нечеткие плоскости контактов; наряду с согласным залеганием характерно для железорудных скарновых месторождений; хромитовых, апатитовых, медно-никелевых руд магматического генезиса; метаморфогенных руд железа, графита, талька.

Плащеобразные залежи имеют в плане очертания, близкие к изометричным, типичны для площадных кор выветривания, иногда их слагают вкрапленные руды гидротермального генезиса.

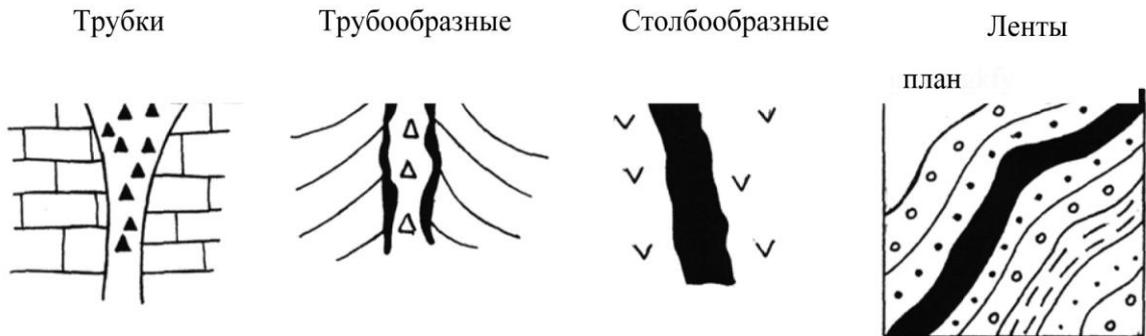
1. Изометричные и близкие к ним



2. Плоские или плитообразные



3. Вытянутые в одном направлении



4. Сложные и комбинированные

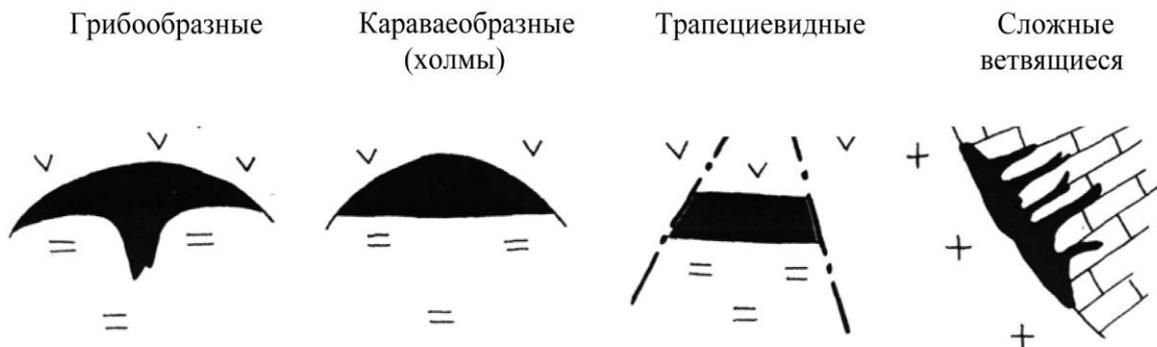


Рис. 1.4. Форма тел полезных ископаемых

Жилы – это трещины в горных породах, выполненные полезным ископаемым, отложившимся из гидротермальных растворов. Залегают в различных породах и обнаруживают отчетливое секущее залегание. К залежам метасоматического, а нередко магматического происхождения, близким по форме и способу образования, применяют обычно термин «жилообразные».

Поверхность контакта жилы с вмещающими породами получила название зальбанда, а ответвления от жил - апофизы. Распределение ценных компонентов, например золота, в жилах часто весьма неравномерно. Резко обогащенные участки получили название рудных столбов (бонанцев). Границы их устанавливаются обычно по данным опробования.

Различают простые (одиночные) и сложные (серия соединённых между собой простых) жилы, которые, в свою очередь, группируются в жильные зоны, поля. Жилы чрезвычайно разнообразны по своей форме: ветвящиеся, оперенные, лестничные, камерные и пр. Размеры жил варьируют в широких пределах.

Линзы и линзообразные залежи представляют собой тела, промежуточные по форме, размерам и условиям залегания между жилами и пластообразными залежами. Характерны для месторождений медно-никелевых, медноколчеданных руд.

Вытянутые в одном направлении тела представлены двумя подтипами: а) секущие по отношению к напластованию геологического разреза (**столбообразные, трубообразные**) и б) согласные или субсогласные (**ленты, лентовидные**).

Термины «столбообразные» и «трубообразные (трубы, трубки) залежи» не имеют однозначного толкования. Одни исследователи считают их синонимами. Другие относят полые тела, в которых полезное ископаемое концентрируется по периферии (в виде кольца в плане), к трубообразным (кольцеобразным), а тела, сложенные по всему объему полезным ископаемым, – к столбообразным. В воронкообразных (конических) телах диаметр постепенно уменьшается с глубиной. Залежи этого типа контролируются в большинстве случаев вулканическими жерновинами, реже сочетанием тектонических нарушений. Наиболее распространены тела этих форм среди вулканических, реже магматических и скарновых месторождений.

Ленты или их усложненные, но схожие с ними разновидности – лентовидные залежи весьма характерны для стратиформных месторождений.

Сложная и комбинированная формы тел весьма часто встречаются на месторождениях полезных ископаемых, особенно метаморфогенного, скарнового генезиса. Нередко форма настолько сложная, что необходимо ее развернутое описание.

Наиболее часто встречаются формы тел: грибообразная, караваеобразная, змеевидная, трапециевидная, сундукообразная и пр.

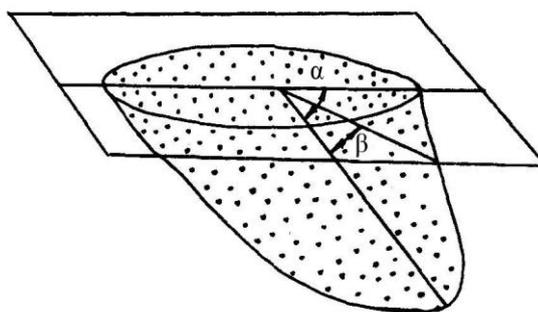


Рис. 1.5. Элементы залегания рудного тела

Обозначения в тексте

Элементы залегания тел полезных ископаемых общеприняты в полевой геологии (азимут простирания, падения; угол падения; длина по простиранию, падению; мощность истинная, видимая). Кроме того, широко применяются два параметра: угол склонения α – это угол, образованный осью наибольшей вытянутости рудного тела в плоскости его падения с линией простирания (рис. 1.5), и угол скатывания или нырания β – это угол между осью вытянутости рудного тела в плоскости его падения с проекцией оси вытянутости на горизонтальную плоскость.

1.5. Минеральный и химический состав полезных ископаемых

Тела полезных ископаемых сложены минеральными агрегатами. Среди них выделяются минералы – носители полезных элементов, которые называются рудными, или ценными, и минералы, сопутствующие им, получившие название нерудных или жильных. Соотношение рудных и жильных минералов на разных месторождениях колеблется в широких пределах. Например, в телах золоторудных месторождений жильный минерал кварц составляет свыше 99 % всего объема, а рудное золото – тысячные доли процента. А на некоторых полиметаллических месторождениях рудные минералы присутствуют в количестве 90-95 %, а жильные – в пределах 1-5 %. По количеству ценных компонентов полезные ископаемые разделяют на простые и комплексные. В первом случае извлекается лишь один полезный компонент, во втором – несколько. В комплексных полезных ископаемых выделяют главные, второстепенные минералы или элементы и элементы-примеси. Одна из основных задач горноперерабатывающей промышленности – полное использование всех содержащихся в полезном ископаемом компонентов, иными словами, безотходное производство.

Важным диагностическим признаком генезиса полезного ископаемого является парагенезис его составляющих минералов и элементов.

Парагенезис, или парагенез, или парагенетическая ассоциация минералов – совместное нахождение минералов, возникающее в результате одновременного или последовательного образования.

Одно и то же полезное ископаемое, например железные руды, представлено в различных генетических классах своими парагенезисами рудных и жильных минералов, а также особенностями ассоциаций главных, второстепенных элементов и элементов-примесей. В частности, позднемагматические железорудные месторождения характеризуются парагенезисом магнетита и ильменита (ассоциация элементов Fe, Ti, V); скарновые – магнетита и гематита, ассоциирующих со скарновыми минералами (гранатом, пироксеном, эпидотом и др.), сульфидами, в первую очередь пиритом; в рудах обычно повышенное содержание Cu, Zn, Pb, Co. Латеритные железные руды представлены гидроксидами железа с примесью никеля, кобальта, хрома. Парагенезисы обусловлены, в первую очередь, геохимическим родством элементов, зависящим от особенностей строения атомов.

В практике геологоразведочных работ используются обычно следующие типизации полезных ископаемых.

1. По месту происхождения:

1) гипогенные – руды, образованные в эндогенных условиях (гипогенные руды могут выходить на поверхность и изменяться, в таких случаях различают первичные и окисленные разновидности);

2) гипергенные – руды, образованные в экзогенных условиях.

2. По химическому составу преобладающей части рудных минералов:

1) оксидные – в форме оксидов и гидрооксидов: магнетит, касситерит, уранинит и др.;

2) силикатные – слюды, асбест, тальк;

3) сернистые – пирит, сфалерит, галенит;

4) карбонатные – сидерит, родохрозит, магнезит;

5) сульфатные – барит, гипс, ангидрит;

6) фосфатные – апатит;

7) галоидные – галит, сильвин, флюорит;

8) самородные – золото, серебро, платиноиды.

3. На конкретных месторождениях по соотношению и содержанию ценных компонентов, с учетом ряда других параметров, выделяют промышленные сорта (типы) руд. В целях селективной добычи они оконтуриваются на геологических разрезах и планах, по ним отдельно подсчитываются запасы. Так, например, на медно-цинково-колчеданных месторождениях различаются: серный колчедан (СК), медный колчедан (МК), цинковый колчедан (ЦК), медно-цинковый колчедан (МЦК), медистые вкрапленные (МВ), цинковые вкрапленные (ЦВ), медно-цинковые вкрапленные (МЦВ) руды.

1.6. Структуры и текстуры полезного ископаемого

Строение твердых полезных ископаемых описывается двумя основными параметрами – структурой и текстурой.

Структура полезного ископаемого определяется размером, формой и способом сочетания отдельных минеральных зерен или их обломков.

Различают следующие основные типы структур:

1. По абсолютному размеру зерен:

- 1) крупнозернистая (размер зерен более 5 мм);
- 2) среднезернистая (2-5 мм);
- 3) мелкозернистая (0,2-2 мм);
- 4) тонкозернистая (менее 0,2 мм).

2. По относительному размеру зерен:

- 1) равномернозернистая;
- 2) неравномернозернистая:

а) порфировая – отдельные зерна имеют значительно большие размеры, чем остальные;

б) пойкилитовая – включения мелких зерен в более крупных;

в) эмульсионная – то же, но мелкие зерна-вроски имеют округлую, овальную, каплевидную формы.

3. По форме зерен: изометрически зернистая, пластинчато-зернистая, игольчатая, волокнистая и др.

4. По степени идиоморфизма:

1) панидиоморфнозернистая – все зерна имеют очертания кристаллов;

2) гипидиоморфнозернистая – часть зерен идиоморфные, часть ксеноморфные;

3) аллотриоморфнозернистая – зерна не имеют кристаллографических очертаний.

5. По взаимоотношению зерен: зональная, параллельно-пластинчатая, радиально-лучистая, сноповидная, решетчатая, каемочная.

Полезные ископаемые в большинстве своем состоят из тонкозернистых агрегатов, структурные взаимоотношения минералов в которых изучаются под микроскопом.

Образование структур зависит от химического и минерального составов вещества, его концентраций в растворе или расплаве, РТ-условий. Однако структуры полезных ископаемых весьма чувствительны к последующим преобразованиям: диагенезу, метаморфизму. Поэтому изучение структур важно, в первую очередь, для выяснения истории преобразования полезного ископаемого. В прикладном отношении знание структур особенно необходимо при разработке эффективных методов технологической переработки полезного ископаемого.

Текстура полезного ископаемого определяется пространственным взаимоотношением минеральных агрегатов, отличающихся друг от друга по составу, форме, размерам, структуре (рис. 1.6). Различные генетические группы месторождений полезных ископаемых характеризуются своим набором текстур (табл. 1.4).

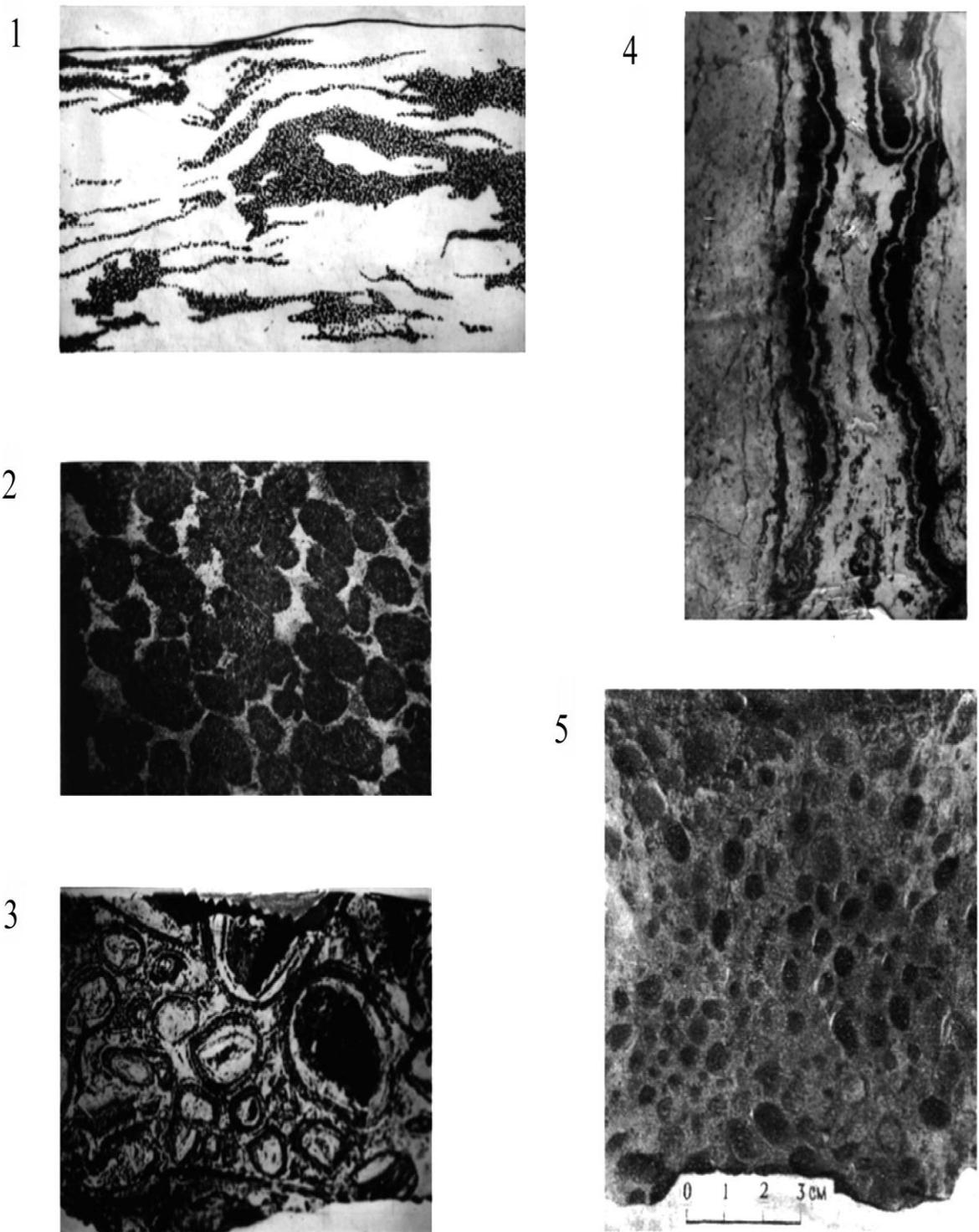


Рис. 1.6. Разновидности текстур руд:

1 – шлировая (хромит); 2 – нодулярная (хромит); 3 – кокардовая (полиметаллы); 4 – крустификационная (полиметаллы); 5 – оолитовая (боксит)

Классификация важнейших текстур полезных ископаемых (по С. А. Вахромееву)

Морфологические типы текстур		Генетические группы месторождений полезных ископаемых				
		Магматическая	Гидротермальная	Выветривания	Осадочная	Метаморфогенная
Однородные (равномерные)		массивная, вкрапленная	массивная, вкрапленная	пористая порошковатая	массивная	
Неоднородные	Удлиненные	Полосчатая, флуктуационная	Прожилковая, прожилковидная, прожилково- сетчатая, жильная, линзовидная, крустификационная, полосчатая		Слоистая (косая, волнистая, горизонтальная и пр.)	Сланцеватая, полосчатая
	Округлые	Нодулярная, гнездовая	Гнездовая, кокардовая, колломорфная (сферолитовая, фестончатая и пр.)	Почковидная	Оолитовая, конкреционная	
	Неправильные	Пятнистая, такситовая (шлировая)	Брекчиевая, брекчиевидная, брекчиевидно- цементная, друзовая	Корковая, жеодовая, ячеистая, кавернозная, сталактитовая	Брекчиевая, брекчиевидная, брекчиевидно- цементная, органогенная	Плойчатая

Текстура, где первичным «кирпичиком» является агрегат минералов, отражает более высокий уровень организации вещества в сравнении со структурой, где рассматриваются отдельные минеральные зерна. Текстуры полезного ископаемого отражают изменение геологических и физико-химических факторов во времени и пространстве. Они являются важнейшим диагностическим признаком генезиса полезного ископаемого. В отличие от структур, особенно тонкозернистых, они значительно в большей мере сохраняют первичный облик при последующих преобразованиях.

Большинство текстур руд (полосчатые, слоистые, сланцеватые и др.) имеют общее с породами понимание, однако некоторые из них (крустификационная, кокардовая, нодулярная и др.) применяются обычно только в рудной геологии.

Крустификационная текстура образуется при заполнении рудным веществом открытых трещин; текстуры обладают симметричной полосчатостью относительно стенок трещин.

Кокардовая текстура возникает при обрастании минеральным веществом обломков горных пород в зонах брекчирования, в которых возможна свободная циркуляция растворов.

Нодулярная текстура характерна для хромитовых месторождений магматического генезиса; нодули размером в поперечные до 1-2 см представляют собой агрегат тесно сросшихся между собой зерен хромита; нодули имеют шаровидную форму, резкие границы, соприкасаются и разобщены между собой.

Оолитовая текстура образуется при сорбции коллоидов Al, Fe, Mn мелкими взмученными частицами нефелоидного слоя прибрежной зоны морей. Оолиты имеют шаровидную форму, концентрически-зональное строение, размеры их обычно до 1 см. Оолиты соприкасаются между собой или же могут быть разделены в базальном песчано-глинистом цементе. Характерный признак осадочных химических месторождений Al, Fe, Mn (триада Н. М. Страхова).

Такситовая (шлировая) текстура представлена обособлениями неправильной, но часто удлиненной формы, рудных минералов (хромита, титаномагнетита и др.) в материнских магматических породах; границы рудных обособлений расплывчатые, размеры обычно сантиметры – первые десятки сантиметров.

Некоторые текстуры руд требуют пояснений.

Брекчиевая и брекчиевидная текстуры различаются тем, что в первом случае обломки имеют остроугольные очертания, во втором – они притуплены.

Брекчиевидно-цементная текстура характеризуется: а) цементированием нерудных обломков рудным агрегатом, например, борнитовый или халькопиритовый цемент медистых песчаников; б) рудные обломки

одного состава цементируются рудами иного состава (например, халькопирит-пиритовые обломки колчеданных руд в сфалеритовом цементе).

Брекчиевые текстуры в целом имеют различное происхождение (тектоническое, эксплозивное, осадочное и др.). Во многих случаях диагностика их генезиса неоднозначна, вызывает дискуссии, как это было относительно брекчиевидных руд уральских колчеданных месторождений.

Большую проблему при текстурном анализе представляет нередко отличие слоистых и полосчатых текстур.

Слоистая текстура руд осадочного генезиса. Для нее характерно: а) слои выполнены осадочным материалом; б) плоскости слоев субпараллельные, они, как правило, резкие; в) обычно закономерно повторяющиеся слои формируют ритмы (ритмично-слоистая текстура).

Полосчатая текстура типична для руд магматического, гидротермально-метасоматического и, особенно, метаморфогенного происхождения. Для нее характерно: а) полосы состоят из метаморфических, магматических или гидротермально-метасоматических минералов; б) полосы имеют невыдержанную мощность и расплывчатые границы; в) в рудах метаморфогенного происхождения полосчатая текстура может унаследовать слоистую; если такие признаки удастся выявить, то обычно ее обозначают как реликтовую слоистую.

1.7. Зональность тел полезных ископаемых

Важное значение как в теоретическом, так и в прикладном отношении имеет изучение распределения полезного ископаемого в контурах рудного тела. Картируются различные параметры: содержания ценных компонентов и вредных примесей, рудных и жильных минералов, их парагенезисы, текстуры и структуры. Распределение их может быть достаточно сложным, требующим специального описания. Однако в рудных телах нередко встречаются отчетливо выраженные «стандартные» закономерности в распределении того или иного параметра. Наиболее типичные случаи представлены на рис. 1.7.

В плане – это латеральная зональность, характеризующаяся последовательной изменчивостью параметра по простиранию рудного тела, и концентрическая зональность в виде концентрических зон. По вертикали различают направленную зональность, то есть последовательное, непрерывное изменение параметра в разрезе рудного тела, и ритмическую, когда набор последовательно изменяющихся зон (слоев) повторяется неоднократно.

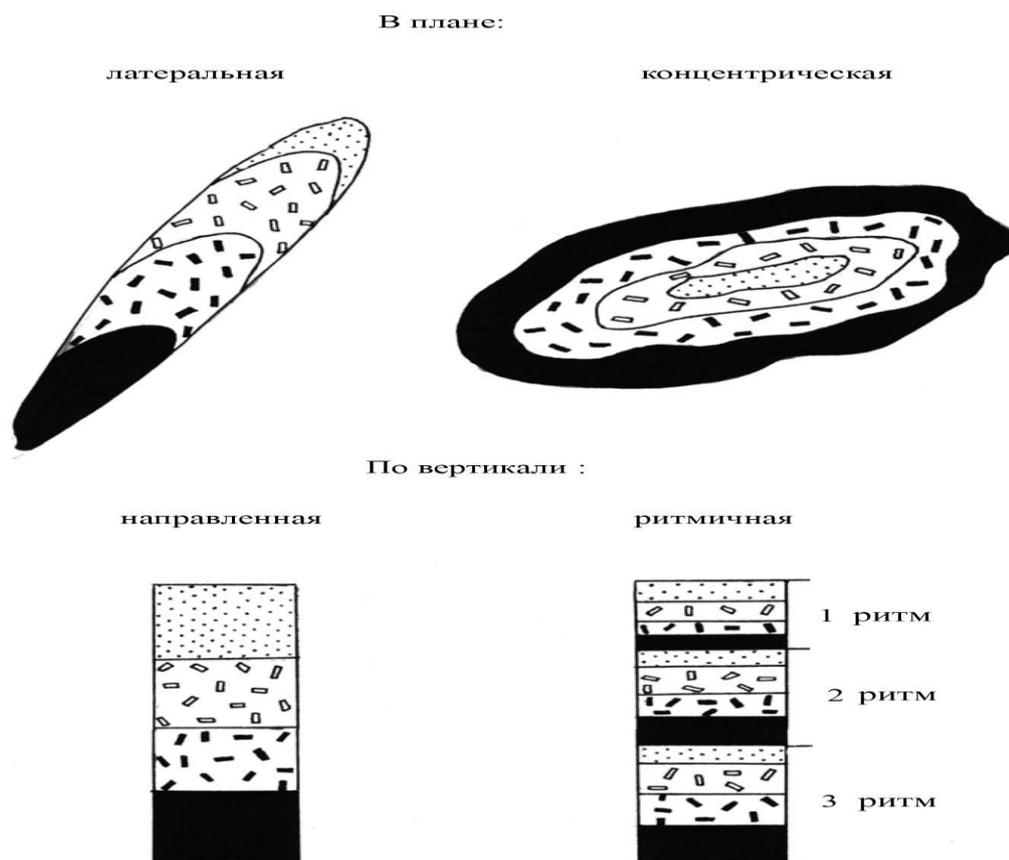


Рис. 1.7. Типы зональности рудных тел

1.8. Гидротермально-метасоматические изменения вмещающих пород

При гидротермальном рудообразовании вмещающие породы подвергаются воздействию гидротермальных растворов. Петрогенетические процессы с привнесом и выносом вещества ведут к преобразованию первичных пород в гидротермально-метасоматические (метасоматиты). Соотношение размеров рудных тел и ореолов измененных пород колеблется в широком интервале – от 0,2 до 60-70.

Принципы выделения и типизации метасоматитов различные. Минералогический или «-зационный» подход предполагает характеристику метасоматических изменений по проявлению ведущего новообразованного минерала – хлоритизация, серицитизация и т. п. Сторонники геохимического подхода разделяют метасоматиты по преобладающему привнесу химических элементов (магнезиальные, щелочные калиевые или натровые и т. д.). Формационно-фациальные классификации основаны на генетическом принципе и предполагают выделение минеральных парагенетических ассоциаций, которые последовательно объединяются в метасоматические фации (зоны, колонки) и формации. Метасоматические формации соответствуют определенным рудным формациям (табл. 1.5).

Таблица 1.5

Основные минеральные парагенезисы главнейших гидротермально-метасоматических формаций (по О.Н.Грязнову и др.)

Формация	Ведущие минеральные ассоциации	Оруденение	
Связанные с вулканогенно-осадочными толщами			
Аргиллизитовая	Монтмориллонит + каолинит + цеолиты + халцедон	Au – Ag; Mo – U; Zn – Pb; Sb – Hg	
Вторичных кварцитов	Серицит + андалузит + корунд + диаспор + пирофиллит + кварц	Алунит; Au – Ag; корунд, Hg – Sb	
Пропилитов	Альбит + хлорит + кварц + карбонат ± эпидот ± актинолит	Au – Ag, Cu – Zn – Fe; Cu – Mo	
Серицит-хлорит-кварцевая	Серицит + хлорит + кварц	Cu – Zn – Fe; Cu – Pb – Zn – Fe	
Связанные с плутогенными телами			
Альбититовая	Альбит ± эгирин ± рибекит	Be – Sn – Li; Ta – Nb	
Грейзеновая	Кварц + мусковит ± полевошпат ± турмалин ± топаз ± флюорит	Be – Sn – W – Mo – Li	
Скарновая	известковая	Гранат + пироксен + скаполит + эпидот + карбонат	Fe; Fe – Cu; Zn – Pb; Mo – W
	магнезиальная	Форстерит + диопсид + шпинель + карбонат	Флогопит, апатит, Fe, B, шпинель
Березит-лиственитовая	Кварц + серицит + карбонат ± пирит; кварц + карбонат ± фуксит ± пирит	Au; Au – Sb; Mo – Au; Zn – Pb – Au – Ag	
Турмалин-хлоритовая	Кварц + турмалин + хлорит ± альбит ± биотит	Sn – Cu; Sn – Pb – Zn; Sn – Ag – Bi	
Гумбеитовая	Кварц + калишпат+доломит; ортоклаз+анкерит+пирит	W; U; Au	
Серпентинитовая	Серпентин ± хлорит ± амфиболы	Хризотил-асбест	

Ареалы метасоматитов имеют зональное строение. При сопряженном с метасоматизмом рудообразованием тела полезных ископаемых занимают закономерное место в зональном ареале, что является важным поисковым признаком.

1.9. Ореолы рассеяния (геохимические)

Вокруг рудных тел вмещающие породы обычно содержат повышенное содержание тех металлов, которые входят в состав руд. Площади с таким повышенным содержанием металлов называют ореолами рассеяния или геохимическими ореолами. Среди них различают первичные и вторичные.

Первичные ореолы формируются синхронно с формированием рудных тел. Они представляют тонкую вкрапленность и прожилки рудных минералов, не всегда заметных невооруженным глазом. Выделяются они обычно по данным химического и спектрального анализов проб. Спектр химических элементов в ореоле и в рудных телах в целом совпадает, хотя нередки и отклонения. Содержание элементов в породах ореола находится в интервале выше кларкового и ниже бортового. Содержание элементов уменьшается в направлении от границ рудного тела к периферии.

Меняются также ассоциации элементов. Это обуславливает зональное строение ореолов, рудные тела в котором занимают закономерное положение. Первичные ореолы рассеивания, как правило, совпадают с метасоматическими, хотя могут и выходить за их пределы.

Вторичные ореолы представляют зону повышенных концентраций элементов, образующихся при разрушении (механическом или химическом) тел полезных ископаемых в экзогенной обстановке. Среди них выделяют: а) механические – минеральные компоненты рассеиваются в твердой фазе; б) солевые – возникают в результате растворения минерального вещества месторождений и последующего выпадения его в окружающих породах в виде солей; в) водные (гидрохимические), представляющие области распространения подземных и поверхностных вод с повышенным содержанием рудных элементов (К, Mg, Na, U, Cu и др.), а также сульфат-иона, хлор-иона и др., выщелоченных из рудных тел; г) газовые (атмохимические), образование которых связано с выделением газообразных продуктов, в том числе и радиоактивного распада; д) биохимические – области распространения фауны и флоры с повышенным содержанием элементов, вынесенных из рудных тел, первичных и вторичных ореолов рассеяния, а так же каких-либо иных элементов.

Первичные и вторичные ореолы, наряду с метасоматическими, широко используют в практике поисково-разведочных работ.

2. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ ОБ УСЛОВИЯХ ФОРМИРОВАНИЯ (ГЕНЕЗИСЕ) МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Условия формирования (генезис) месторождения определяются выяснением: а) источников полезного ископаемого; б) источников транспортирующих агентов, причин и способов переноса; в) причин и способов рудоотложения. Комплекс этих данных позволяет создать целостный механизм формирования, его генетическую модель.

2.1. Источники рудного вещества

Месторождения полезных ископаемых образуются в эндогенной (внутри Земли, за счет ее внутренней энергии) и экзогенной (на поверхности Земли и в самых верхних частях литосферы под влиянием внешней энергии) обстановках. Для эндогенных месторождений В. И. Смирнов выделяет три группы источников рудного вещества: 1) ювенильные магматические; 2) ассимиляционные магматические; 3) фильтрационные немагматические.

Ювенильными магматическими источниками рудного вещества являются первичная подкоровая базальтоидная магма и ее производные в связи с дифференциацией и становлением в литосфере. Наиболее вероятны эти источники для алмазов, медно-никелевых сульфидных, хромитовых месторождений, залегающих в породах ультраосновного-основного состава.

Ассимиляционные магматические источники связаны с переплавленной магмой породами литосферы, ассимиляции из них элементов, вовлекаемых затем в рудообразующий процесс. Продукты переплавления представлены преимущественно гранитоидными образованиями. Они являются наиболее вероятным источником вещества для месторождений вольфрама, олова, лития, бериллия, молибдена.

Фильтрационные немагматические источники – это разнообразные породы литосферы, из которых в результате метаморфизма, циркуляции растворов различного генезиса происходит заимствование ценных элементов. Помимо ряда условий повышенный кларк полезного компонента в породах является существенным фактором, влияющим на формирование промышленных концентраций. Вмещающие породы как источники рудного вещества характерны для многих месторождений талька, кварца, меди, полиметаллов. Концепции рудогенеза, основанные на предположениях о фильтрационных немагматических источниках рудного вещества, в сравнении с другими, получили в конце XX – начале XXI века широкое распространение.

Методы выяснения источников рудного вещества эндогенных месторождений в большинстве своём косвенные и степень достоверности их относительно низкая, так как природный процесс экстракции вещества недоступен непосредственному наблюдению. Направления, по которым

разрабатываются методы, можно разделить на три группы: геолого-эмпирические, расчётно-аналитические и экспериментальные.

Геолого-эмпирические методы предполагают следующие исследования.

1. Выявление устойчивых, многократно повторяющихся пространственно-временных связей оруденения с теми или иными геологическими телами и разновидностями пород. Так, в частности, постоянная приуроченность апатит-магнетитовых руд к щелочным интрузиям, а грейзеновых месторождений олова, вольфрама и молибдена к апикальным выступам массивов гранитов нормального ряда позволяет с большей степенью достоверности предполагать, что источниками ценных компонентов являются соответствующие расплавы.

2. Закономерное распределение ценных компонентов или ассоциаций рудных минералов (например, от высокотемпературных к низкотемпературным) по отношению к интрузивному массиву в целом или его отдельным фазам может свидетельствовать о возможном их источнике.

3. По данным Л. Н. Овчинникова (1988), количественное соотношение минералов в рудах и предполагаемом породном источнике сохраняется. Так, в колчеданно-полиметаллических рудах рудноалтайского типа и вмещающих их кислых вулканитах как возможном источнике, отношения $Cu:Pb:Zn = (1:1:3)$ сходны.

4. В связи с тем, что металлы во флюидах предпочтительно переносятся в галогенных соединениях, то породы с повышенными содержаниями фтора и хлора могут рассматриваться как наиболее вероятные источники рудного вещества. Особенно это относится к гидротермальным плутоногенным месторождениям.

5. По особенностям состава минералов руд и аксессуариев различных типов магматических пород, развитых в районе месторождения, можно оценивать потенциальную рудоносность последних. В частности, по данным Л. В. Чернышёвой (1989), в районе месторождения «Солончо» развиты интрузии сиенитов и гранитов, близкие по возрасту. По марганцовистости магнетита из руд месторождения и аксессуарного магнетита гранитов и сиенитов можно предполагать, что материнскими породами месторождения были граниты.

Расчётно-аналитические методы исследования включают:

1. Расчёты баланса вещества.

1.1. В целом по блоку пород, вмещающих месторождение. Простейшие расчёты показывают, что вынос $1/3$ ценного компонента из 1 км^3 пород достаточен для формирования среднего по запасам месторождения (Кривцов, Макеева, 1986).

1.2. Площадные метасоматические ареалы наряду с участками с повышенным содержанием рудных элементов содержат зоны с их пониженными содержаниями, которые могут рассматриваться как зоны выноса (Рудницкий, 2010).

1.3. Ценная информация может быть получена при анализе содержаний и балансовых расчётах в различных фазах расплава:

стекло: раскристаллизованные разности;

основная масса: вкрапленники.

2. Анализ гистограмм и кривых распределения в предполагаемых источниках рудного вещества. Двухвершинные кривые распределения ценного компонента в тех или иных породах являются косвенным свидетельством возможности этих пород как источников рудного вещества.

Анализ асимметрии кривых распределения компонентов в массивах горных пород, по данным С. Г. Паняка (2001), позволяет судить об их выносе или привносе.

3. Многие эндогенные месторождения являются сульфидными. Анализ изотопов серы является важнейшим методом выяснения её источников.

Природная сера состоит из четырёх стабильных изотопов с соответствующим распространением, %: ^{32}S – 95,1; ^{33}S – 0,74; ^{34}S – 4,3; ^{36}S – 0,016.

Различные природные, в том числе и геологические, объекты обнаруживают естественные колебания изотопного состава (рис. 2.1).

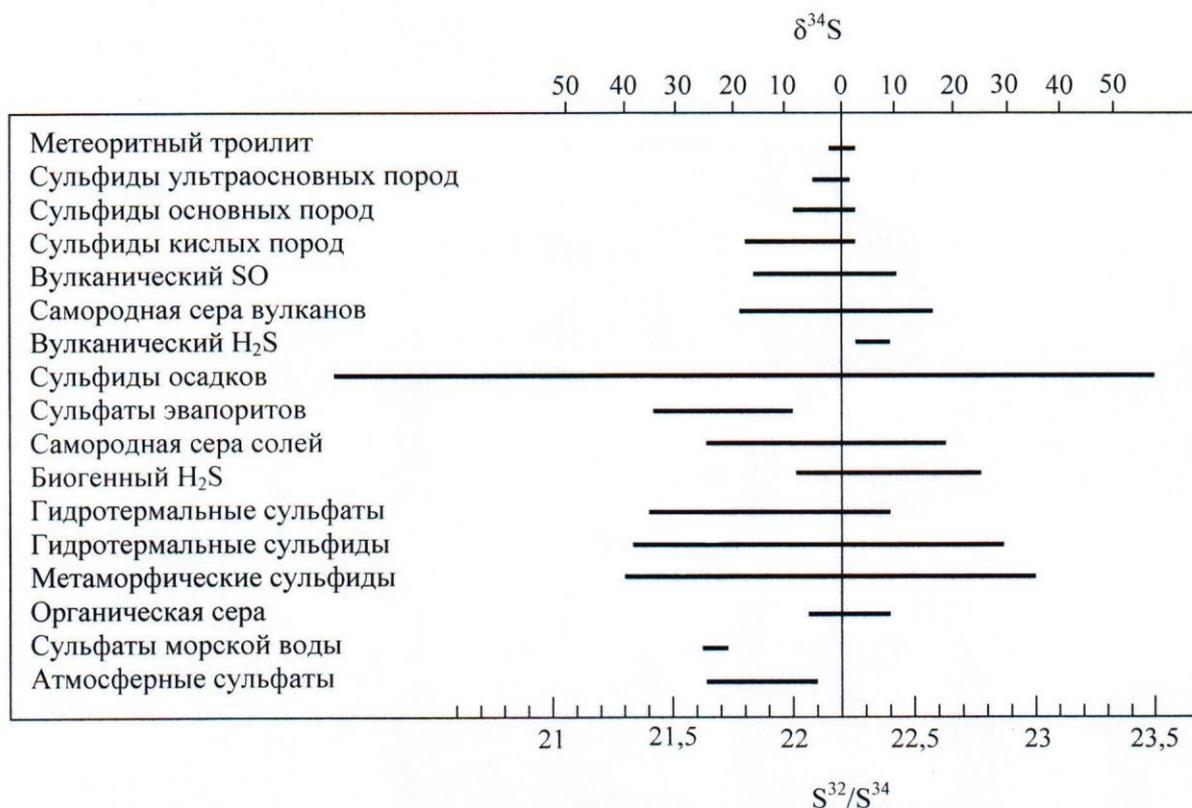


Рис. 2.1. Вариации изотопного состава серы в природных объектах (Справочник по геохимии, 1990)

Наиболее часто употребляется отношение $^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$ в связи с повышенной их распространённостью. Изотопный состав серы характеризуется уплотнением:

$$\delta^{34}\text{S} = \left[\frac{^{34}\text{S}/^{32}\text{S}_{\text{пр}} - ^{34}\text{S}/^{32}\text{S}_{\text{ст}}}{^{34}\text{S}/^{32}\text{S}} \right] \cdot 10^3.$$

Отношение $^{32}\text{S}/^{34}\text{S}_{\text{ст}}$ соответствует изотопному составу серы из троилита (FeS) железных метеоритов, который характеризуется следующими значениями: $\delta^{34}\text{S}=0$; $^{32}\text{S}/^{34}\text{S}=22,22$; $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}=0,045004$.

Кроме того, для выяснения источников рудного вещества широко применяется анализ изотопов углерода, кремния. Познавательное значение изотопов лития, бора, магния, калия, кальция.

Источниками вещества при формировании экзогенных месторождений являются:

1. Горные породы, выходящие на поверхность Земли.

Физическое (механическое) разрушение их и последующее переотложение обуславливают образование терригенных осадков (песков, гравия и др.), которые при определенных условиях представляют собой промышленную ценность.

Химическое разрушение (выветривание) горных пород приводит к образованию кор выветривания, которые являются мощнейшим источником вещества для экзогенных месторождений, в первую очередь алюминия, железа, марганца. Устойчивые в экзогенной среде акцессории горных пород (циркон, монацит, рутил, и др.) также служат источником вещества для формирования экзогенных, в частности россыпных месторождений.

2. Древние (первичные) месторождения, выходящие на поверхность, как и горные породы, подвергаются химическому и физическому разрушению. При перегруппировке вещества образуются новые (вторичные) месторождения полезных ископаемых.

3. Фауна и флора, накапливаясь, приводят к образованию горючих полезных ископаемых (торфа, угля, горючих сланцев), а сорбированные ими элементы могут давать промышленные содержания урана, ванадия, серы, германия.

4. Соли, растворенные в морской воде, выпадая в определенных условиях в осадок, образуют крупные по запасам месторождения каменной и калийных солей, известняков, гипсов и ангидритов.

5. Газогидротермальные растворы различного происхождения, особенно вулканического, доставляют из недр, выходя на поверхность, значительное количество железа, меди, серы, брома, стронция и др.

6. В последние годы популярными стали представления о космическом (метеоритном) источнике вещества для формирования месторождений, в частности алмазов, медно-никелевых и железорудных.

2.2. Источники транспортирующих агентов

Транспортирующие агенты обеспечивают перенос вещества к месту его концентрации.

В эндогенных условиях перенос вещества осуществляется магматическими расплавами и газогидротермальными растворами различного происхождения.

Магма, проникая в литосферу, переносит находящиеся в ней ценные компоненты, которые могут при ее кристаллизации концентрироваться непосредственно в продуктах ее становления – магматических породах, или же продолжать свой путь в газогидротермальных растворах.

Газогидротермальные растворы, транспортирующие вещество в эндогенных условиях, как это установлено в последние годы, имеют весьма разнообразное происхождение. Среди них выделяют три большие группы: ювенильные, метаморфические и вадозные (метеорные). Ювенильные растворы имеют тройное происхождение.

1. Трансмагматические (сквозьмагматические, интрателлурические), по Д. С. Коржинскому, приходят из глубинных подкоровых магм, обладая высокой температурой.

2. Плутоногенные флюиды, выделяющиеся при кристаллизации магматического расплава и становлении его в форме интрузивных (плутоногенных) тел. Различного рода исследованиями достаточно определенно установлено, что кислые магмы содержат до 5-6 % воды, основные вполосину меньше. Флюиды при этом могут быть разного агрегатного состояния: гидротермальные, газовые (пневматолитовые) и смешанные газогидротермальные и флюидно-магматические.

3. Вулканические флюиды сопровождают вулканическую деятельность. Они могут выходить на поверхность в виде струй или спокойно парящих масс. Широко известны под названиями гейзеров и фумарол, например Долина гейзеров на Камчатке.

Метаморфическая вода образуется при метаморфизме горных пород. В горных породах она находится, как известно, в свободном состоянии (поровая, пленочная, капиллярная) и связана с минералами: конституционная; кристаллизационная, в том числе цеолитовая; адсорбционная, которая подразделяется на межплоскостную и гигроскопическую. На начальных стадиях метаморфизма, в основном за счет уплотнения, в движение приходит свободная вода; при более высоких степенях метаморфизма высвобождается вода минералов, в частности при переходе гидроксидных разностей в оксидные.

Вадозная (метеорная) вода, имеющая экзогенное происхождение, также может участвовать в эндогенном рудообразовании, попадая внутрь земной коры двумя основными путями. Вода, захороненная вместе с осадками, получила название седиментационной (захороненной или тафогенной, талассогенной). С другой стороны, атмосферные, поверхностные

континентальные (озерные, болотные) и океанические (морские) воды могут проникать внутрь земной коры по проницаемым зонам.

До недавних пор точка зрения о ювенильной природе гидротерм в образовании эндогенных месторождений не подвергалась сомнению. Однако в 70-х годах, преимущественно на основе изотопных исследований, были сделаны революционные открытия в этой области. Оказалось, что, по данным изотопов водорода и кислорода газовой-жидких включений, в образовании большинства в той или иной мере участвовали вадозные воды (рис. 2.2).

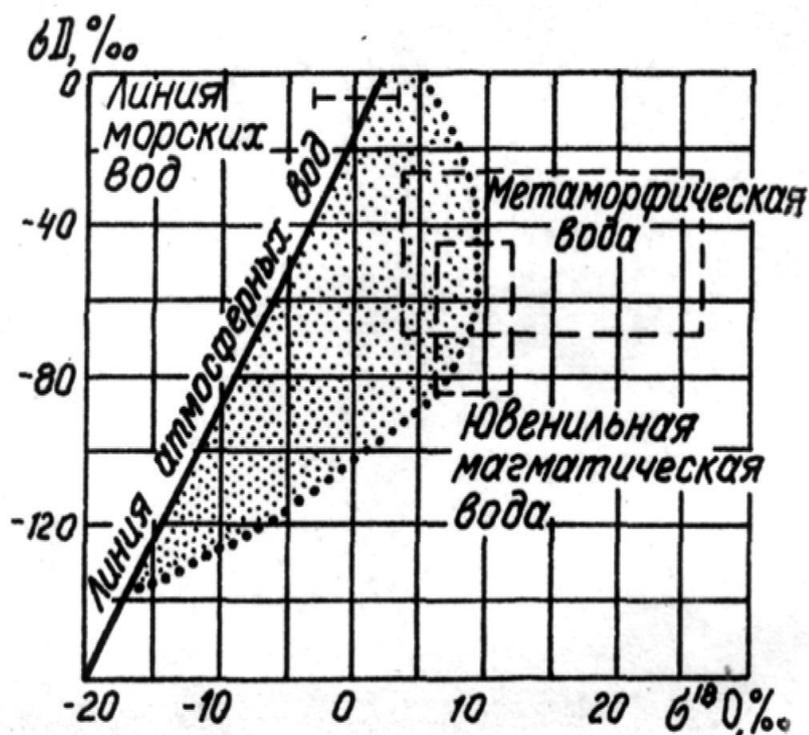


Рис. 2.2. Соотношение изотопов водорода и кислорода в водах различного происхождения (по Х. Тейлору и др.)

Точками показано поле определений значений изотопов газовой-жидких включений гидротермальных минералов

Шепард (1977) указывает на следующие вариации изотопных плотностей водорода (δD , ‰) и кислорода ($\delta^{18}O$, ‰) для различных типов воды (табл. 2.1).

Таблица 2.1

Изотопные плотности водорода и кислорода для различных типов воды

Тип воды	δD , ‰		$\delta^{18}O$, ‰	
	от	до	от	до
Магматический	-50	-90	+5,5	+10
Метаморфический	-40	-100	+8	+26
Морской	+5	-7	-0,5	-1
Метеорный	+8		+10	

Изотопные плотности определяются по формулам:

$$\delta D = \left[\frac{(D/H)_{\text{пр}} - (D/H)_{\text{ст}}}{(D/H)_{\text{ст}}} \right] \cdot 10^3 \text{‰},$$

где $(D/H)_{\text{пр}}$ – изотопное отношение в пробе; $(D/H)_{\text{ст}}$ – изотопное отношение в стандарте.

В качестве стандарта принята океаническая вода, в которой $D/H = 158 \cdot 10^{-6}$:

$$\delta^{18}\text{O} = \left[\frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{пр}} - (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{ст}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{ст}}} \right] \cdot 10^3 \text{‰},$$

где $(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{пр}}$ – изотопное отношение в пробе, $(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{ст}}$ – изотопное отношение в стандарте.

В качестве стандарта принят кислород океанической воды, где $^{18}\text{O}/^{16}\text{O} = 1993,4 \cdot 10^{-6}$.

Для определения природы воды в гидротермальных месторождениях может использоваться $K_c = \text{H}_2\text{O} : (\text{CO}_2 + \text{CO})$ в газовой-жидких включениях. Для плутоногенных он составляет 0,1-1,5, для атмосферных – более 100, для поровых – первые десятки, для морских – 400 и выше, для метаморфогенных – в пределах 15-50 (Старостин, Игнатов, 2004).

В экзогенных условиях основным агентом транспортировки является поверхностная вода: временные водные истоки, реки, морские течения, приливы и отливы, волновые движения. Кроме того, в некоторых случаях значительную роль играет циркуляция подземных вод в приповерхностной части земной коры, где сверху вниз выделяются зона просачивания (аэрации) и зона истечения, характеризующиеся горизонтальным перемещением воды (рис. 2.3).

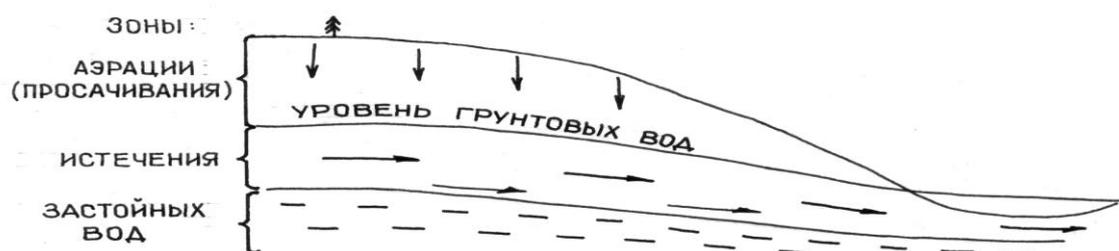


Рис. 2.3. Схема циркуляции подземных вод

К числу экзотических агентов транспортировки относятся ветер, ледники. Значительную роль в транспортировке рудного вещества в экзогенных условиях играют гравитационные силы.

2.3. Причины и способы рудоотложения

Минеральное вещество полезных ископаемых отлагается в эндогенных условиях из магматических расплавов, гидротермальных растворов и при перегруппировке в связи с метаморфизмом.

Магматические расплавы, внедряясь в литосферу, с понижением давления и температуры начинают кристаллизоваться. Кроме порообразующих минералов, кристаллизующихся из магм, могут образовываться и рудные, концентрация которых приводит к образованию залежей полезных ископаемых (хромитов, титаномагнетитов, апатита и др.).

Отложение минералов из газогидротермальных растворов может происходить: а) в открытых полостях, пустотах, трещинах, с образованием жил, прожилков; б) метасоматическим путем, то есть путем замещения пород, с образованием тел, как правило, неправильной формы и расплывчатыми границами. Изменение РТ-условий при циркуляции растворов вызывает изменение концентраций и неустойчивость в новых условиях ранее сосуществовавших химических соединений. Они распадаются, вступая в обменные химические реакции, в результате чего образуются новые соединения, выпадающие в твердую фазу. Обменные химические реакции обычно протекают: а) в самом растворе в результате взаимодействия различных веществ при изменениях РТ-условий; б) при смешивании различных растворов; в) при взаимодействии раствора с окружающими горными породами. На ход реакций большое влияние оказывают содержание сероводорода, углекислоты, кислорода, щелочность-кислотность среды и др. факторы.

Основными способами формирования минерального состава полезных ископаемых в связи с метаморфизмом являются дегидратация и перекристаллизация первичных (метаморфизируемых) минералов горных пород и руд. Главными агентами метаморфизма являются давление, температура, состав порового флюида. Для собственно метаморфогенных полезных ископаемых процесс изменений происходит в твердом состоянии (например, мрамора), без существенного перемещения вещества. Однако при этом не исключается: а) возникновение метаморфогенных гидротермальных растворов, ведущих к перемещению рудных и безрудных компонентов с образованием метасоматических залежей или жил; б) частичное плавление пород в условиях ультраметаморфизма, с последующей кристаллизацией полезных компонентов по типу магматических расплавов.

В экзогенных условиях отложение вещества полезных ископаемых происходит:

а) в результате механической садки твердых частиц, перемещаемых водными потоками, ветром, ледниками, действием гравитационных сил при неровностях рельефа (различные типы россыпей);

б) биохимическим путем, то есть при отмирании, накоплении органического материала с последующими химическими превращениями (уголь, фосфориты);

в) при химическом осаждении вещества, растворенного в поверхностных водах: из солей, растворенных в морской воде в связи с ее перенасыщением и испарением; из коллоидов, выносимых реками из областей развития континентальных кор выветривания, путем их коагуляции и сорбции (руды алюминия, железа, марганца);

г) при осаждении рудного вещества из эндогенных гидротермальных растворов, выходящих на поверхность или дно водоемов.

Отложение рудного вещества в приповерхностных частях земной коры происходит в зонах аэрации и истечения подземных вод при наличии геохимических барьеров, химически активных пород-осадителей и прочих факторов.

2.4. Генетические модели и классификации

Сочетание различных источников вещества, транспортирующих агентов и способов рудоотложения приводит к образованию месторождений с широким спектром разнообразия их генезиса.

Наиболее известной является генетическая классификация В. И. Смирнова, с изменениями она принята нами (табл. 2.2).

Первые попытки систематизации (Г. Агрикола, Б. Котта) основаны на морфологическом принципе, то есть по форме тел полезных ископаемых и условиям их залегания. В частности, Б. Котта (1859) выделял: 1) правильно залегающие месторождения: пласты, жилы (пластовые, секущие, контактовые, чечевицеобразные); 2) неправильно залегающие месторождения: штоки (наклонные, вертикальные), вкрапленности.

Первая генетическая классификация, вероятно, предложена в 1845 г. А. Бюратом. Среди эндогенных месторождений он различал:

1) месторождения изверженные, в которых рудное вещество является составной частью изверженной породы; 2) контактовые, образующиеся в контактовой зоне изверженных пород и окружающих; 3) метаморфические; 4) жилы, имеющие удаленную связь с интрузиями.

В настоящее время известно несколько десятков генетических классификаций месторождений полезных ископаемых: В. Линдгрена (1911), В. А. Обручева (1922), И. Ниггли (1941), Г. Шнейдерхена (1955), Е. Е. Захарова (1953), И. И. Бока (1954), С. С. Смирнова (1947), М. А. Усова (1931), С. А. Вахромеева (1961), И. Г. Магакьяна (1961), В. И. Смирнова (1965, 1989) и многих других. Классификации далеки от логического совершенства, прежде всего из-за многих неясностей в вопросах генезиса полезных ископаемых и несоблюдения правил построения классификаций.

Таблица 2.2

Генетическая классификация месторождений полезных ископаемых
(по В. И. Смирнову, с изменениями)

Серия	Группа	Класс	Индекс	Полезное ископаемое	
Эндогенная	Магматическая	Кристаллизационный: а) раннемагматический б) позднемагматический	МР МП	Алмаз, Сг Сг, Тi – Fe, апатит- нефелин	
		Ликвационный	МЛ	Cu – Ni	
	Флюидно- магматическая	Пегматитовый	ФП	Самоцветы, мусковит	
		Карбонатитовый	ФК	Nb, Та, TR, апатит, Fe	
	Гидротермальная	Плутоногенная	Грейзеновый	ГГ	Sn, W, Mo, Be
			Альбититовый	ГА	U, Tn, Nb, Та, TR
			Скарновый	ГС	Fe, Cu, Pb – Zn, W – Mo, В
			Порфиновый	ГП	Au – Cu – Mo
			Жильный	ГЖ	Au, Sn, Mo, Pb – Zn, Co – Ni – Bi – U
		Вулканогенная	Субвулканический	ГВ	Au – Ag, Sn, W, Bi, U, алунит
	Гидротермально- осадочный		ГО	Pb – Zn – Cu, S, Fe, Mn	
	Амагмато- генная		Стратиформный	ГСТ	Cu, Pb – Zn
			Телетермальный	ГТ	Hg, Sb, Au
Экзогенная	Выветривания	Остаточный	ВО	Ni, Al, Fe, каолин	
		Инфильтрационный	ВИ	U, V, S	
	Осадочная	Механический: а) обломочных пород б) россыпи	ОМ	Au, Pt, алмаз, Sn, W, Ti пески, глины	
		Химический: а) из истинных растворов б) из коллоидных растворов	ОХ	Соли, гипс, известняк Al, Fe, Mn	
		Биохимический	ОБ	Фосфорит, уголь	
	Метаморфогенная	Метаморфическая	Зеленосланцевой фации	M ₁	Тальк, кварц, асбест
Амфиболитовой фации			Графит		
Гранулитовой фации			Гранат		
Эклогитовой фации			Рутил		
Метаморфизо- ванная		Контактово- метаморфизованный	M ₂	Графит, корунд	
		Регионально- метаморфизованный		Au – U, Fe	

Идеализированная схема размещения различных генетических классов месторождений показана на рис. 2.4.

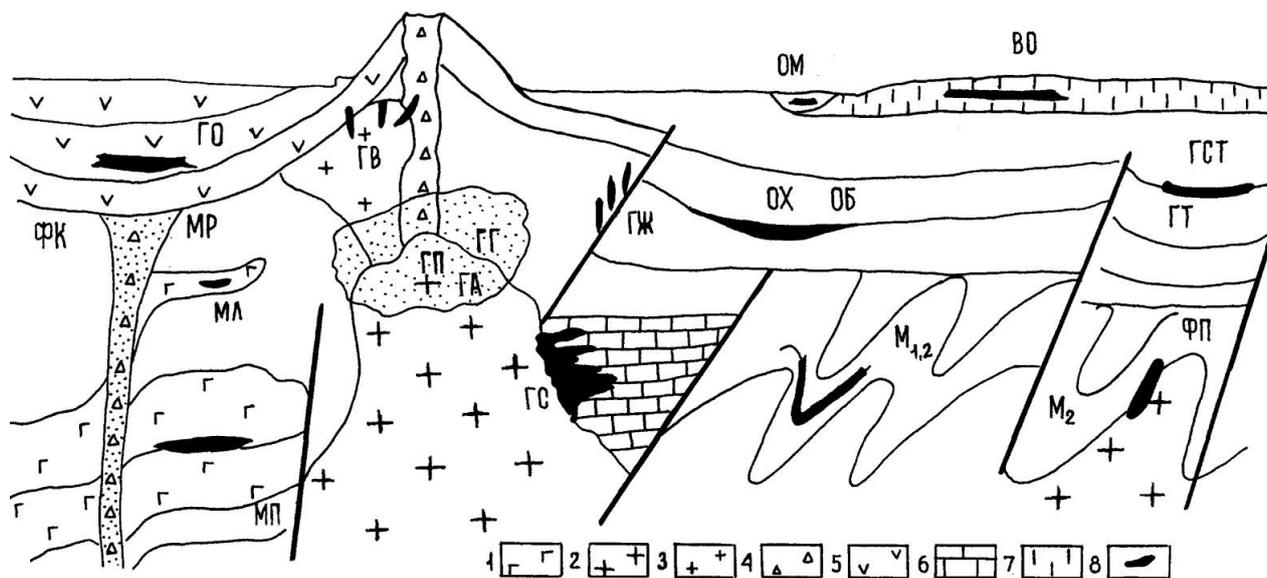


Рис. 2.4. Идеализированная схема размещения различных генетических классов месторождений:

1-2 – интрузивные породы: 1 – ультрабазиты, 2 – гранитоиды; 3 – субвулканические тела; 4 – магматогенные брекчии; 5 – вулканиты; 6 – известняки; 7 – кора выветривания; 8 – месторождения. Обозначение индексов в табл. 2.2

Генетические модели месторождений полезных ископаемых предполагают выяснение взаимосвязи трех главных их элементов: источников вещества – источников транспортирующих агентов – причин и способов отложения рудного вещества. При этом рассматривают собственно геологические, физико-химические, в том числе энергетические, термодинамические и прочие аспекты.

Генетические модели могут иметь описательное (текст), графическое (схемы) или кодированное (совокупность индексов, обозначающих тот или иной элемент модели) выражения.

Сведения о генетических моделях месторождений различных классов изложены в следующем разделе.

3. УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕНЕТИЧЕСКИХ КЛАССОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

ЭНДОГЕННАЯ СЕРИЯ

Серия эндогенных месторождений образуется внутри земной коры за счет внутренней энергии земного шара. Накопление полезных ископаемых связано: а) непосредственно с кристаллизацией магматических расплавов (магматическая группа); б) со специфическими магматическими расплавами, насыщенными и сопровождающимися флюидами (флюидно-магматическая группа); в) с циркуляцией газогидротермальных растворов: плутоногенных, вулканогенных и внемагматического (амагматогенного) происхождения.

3.1. Группа магматических месторождений

Данные месторождения пространственно и генетически связаны со становлением магматических расплавов ультраосновного, основного, реже щелочного составов. Кристаллизация расплавов происходит, как известно, при температурах 700-1500 °С, давление может колебаться от нескольких сотен килопаскалей до тысячи мегапаскалей. Наряду с кристаллизацией порообразующих минералов происходит и кристаллизация рудных минералов. Перемещение рудного вещества в расплаве происходит путем диффузии, инъекций (фильтр-прессинга), переноса конвективными токами в связи с неравномерным охлаждением расплава. Перенос и последующая концентрация связаны, в первую очередь, с дифференциацией расплава. В свою очередь, дифференциация расплава зависит главным образом от его вязкости. Расплавы пород характеризуются следующей вязкостью, Па·с: базальт 1,5-40; нефелиновый базальт 8-14; оливинный базальт 12-13,7; андезит 15-150; обсидиан 1700-44000; гранит до 200000. Чем выше вязкость, тем менее подвижен и способен к дифференциации расплав, в том числе и находящееся в нем рудное вещество. Это одна из главных причин того, что концентрация рудного вещества, образование залежей полезных ископаемых магматических месторождений происходят в породах ультраосновного и щелочного составов и практически отсутствуют в породах гранитоидного ряда. Различают два типа дифференциации: кристаллизационную и ликвационную. Кристаллизационная дифференциация обусловлена разделением твердых фаз в процессе кристаллизации. При ликвационной дифференциации происходит разделение расплава на несмешивающиеся жидкие фазы еще до их кристаллизации. В соответствии с этим в группе магматических месторождений выделяют два класса – кристаллизационный и ликвационный.

3.1.1. Класс кристаллизационных месторождений

В зависимости от времени кристаллизации рудных минералов по отношению к породообразующим в классе кристаллизационных месторождений выделяют два подкласса – раннемагматический и позднемагматический.

Раннемагматические (сегрегационные, аккумулятивные) месторождения формируются в случае, если кристаллизация рудных минералов из расплава происходит одновременно или раньше породообразующих. Это минералы, обладающие более высокой температурой: хромит – 1900 °С, алмаз – 1500-1200 °С. Кристаллизация может происходить на месте становления материнской интрузии (хромиты) или же в глубинных условиях в ходе движения магматического расплава (алмазы). Главными факторами концентрации являются гравитационные силы, конвективные потоки в расплаве, а также изменение физико-химических условий, прежде всего насыщенности расплава летучими компонентами и водой при обменных реакциях между выделившимися фазами.

Гравитационная дифференциация обусловлена разной скоростью осаждения кристаллизующихся минералов, зависящих от их удельного веса, размеров (рис. 3.1). Это приводит к формированию стратифицированных расслоенных интрузий, в которых донные участки сложены перидотитами, сменяющимися вверх гарцбургитами, пироксенитами, норитами и другими породами меньшей плотности. Рудные залежи при этом имеют пластообразную форму. Классическим примером расслоенных интрузий является Бушвельдский комплекс в ЮАР. Чашеобразный лакколлит диаметром до 500 км и мощностью до 7,5 км сложен зонами (сверху вниз): а) габбро-диорита с титаномагнетитовым оруденением; б) габбро-норита; в) «критической псевдостратифицированной» анортозит-гарцбургит-норитового состава; г) базальной, представленной дунитами и пироксенитами. Хромитовые пластообразные залежи, имеющие раннемагматическое происхождение, расположены в пределах «критической псевдостратифицированной зоны». В этой зоне мощностью 750-900 м известно до 200 слоев, обогащенных хромитом. Богатые руды (до 97 % хромита) составляют 27 слоев (залежей) мощностью до 1,2 м, прослеживающихся на расстояние до нескольких десятков километров.

К раннемагматическим большинство исследователей относят месторождения алмазов в кимберлитах и лампроитах (табл. 3.1). Кимберлиты и лампроиты образуют трубки взрыва глубиной до 2 км, в которых сверху вниз туфы сменяются эруптивными брекчиями, переходящими затем в массивные дайковые разности (рис. 3.2). Размеры трубок в плане колеблются от нескольких метров до 1 км, обычно первые сотни метров.

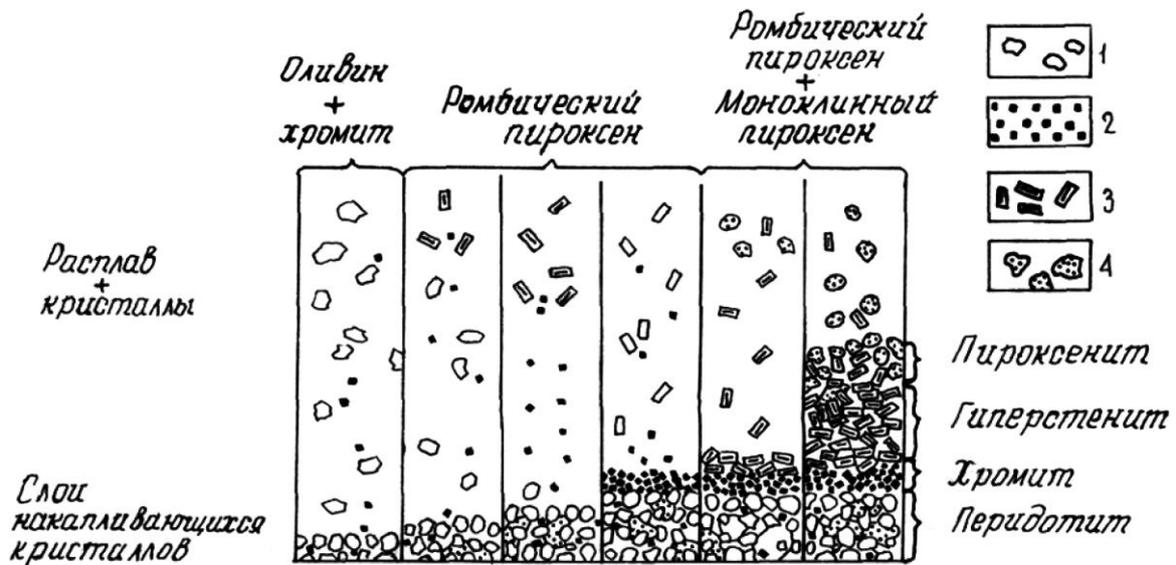


Рис. 3.1. Модель образования богатых хромитом слоев (по Т. Ирвайну):

1 – оливин; 2 – хромит; 3 – ромбический пироксен; 4 – моноклинный пироксен

Предполагается, что зарождение «алмазоносной» магмы происходило на глубинах до 200 км. По мере продвижения к границам литосферы температура расплава медленно снижалась с 1800 до 1200 °С, давление – от 750 до 450 МПа. В этих условиях кристаллизовались алмазы совместно с высокомагнезиальным оливином, гранатом, энстатитом. Расплав, попадая в нарушенные участки литосферы и обладая избыточным давлением, быстро продвигался к поверхности. В приповерхностной зоне (около 2 км) происходил эксплозивный взрыв с образованием трубок, выполняемых брекчиями и туфами.

Краткая характеристика раннемагматических месторождений приведена в табл. 3.1.

Позднемагматические (фузивные, гистеромагматические) месторождения образуются при кристаллизации рудных минералов на поздних стадиях становления интрузивных массивов (разрезы некоторых типовых месторождений показаны на рис. 3.3, 3.4).



Рис. 3.2. Разрез кимберлитовой трубки

Полезные ископаемые раннемагматических месторождений

Диагностические признаки	Полезные ископаемые	
	алмаз	хромиты
Парагенезис минералов	Алмаз (пироп, оливин, диопсид)	Хромшпинелиды, упрощенно $FeCr_2O_4$
Текстура	Вкрапленность кристаллов и их обломков (0,5 карата)	Вкрапленная, нодулярная, полосчатая, редко массивная
Вмещающие породы	Кимберлиты и лампроиты	Нориты, гипербазиты
Форма тел полезных ископаемых	Трубка взрыва диаметром в сотни метров	Пластообразные залежи
Рудоконтролирующие структуры	Пересечения разломов	Зоны расслоения гипербазитовых интрузий
Геотектоническая позиция	Зоны континентального рифтогенеза платформ	
Примеры месторождений	Трубки «Мир», «Удачная» и др. (Якутия), «Приморская» (Архангельская обл.), «Премьер», «Финш» (ЮАР)	Бушвельдский комплекс (ЮАР), Сарановское на Урале

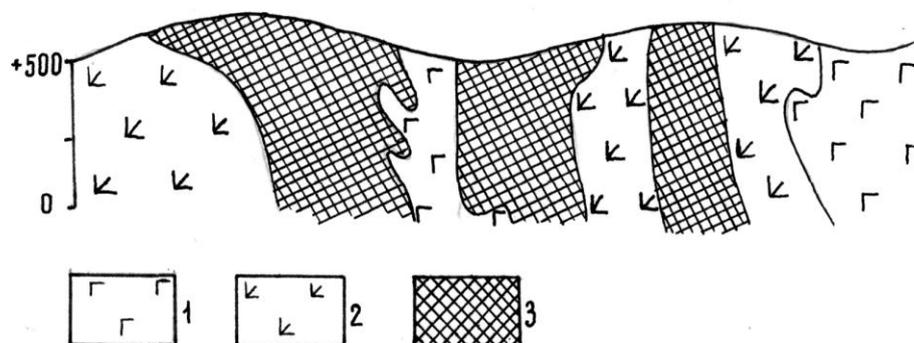


Рис. 3.3. Схематический геологический разрез Качканарского титаномагнетитового месторождения (по З. Рупасовой):

1 – габбро; 2 – пироксениты; 3 – рудные залежи

Возможны два способа рудоотложения. Во-первых, рудные минералы, кристаллизуясь из остаточных обогащенных рудным веществом магматических расплавов, образуют участки вкрапленных и шлировых руд неправильной формы с постепенными границами. Характерна сидеронитовая структура, когда идиоморфные порообразующие минералы (оливин, пироксен и др.) цементируются агрегатом ксеноморфных рудных минералов (хромитом, титаномагнетитом и др.). А. Н. Заварицкий важную роль в миграции рудного вещества при этом отводил газовому флюиду. Кроме того, насыщенность

остаточного расплава летучими компонентами снижала температуру кристаллизации рудных минералов.

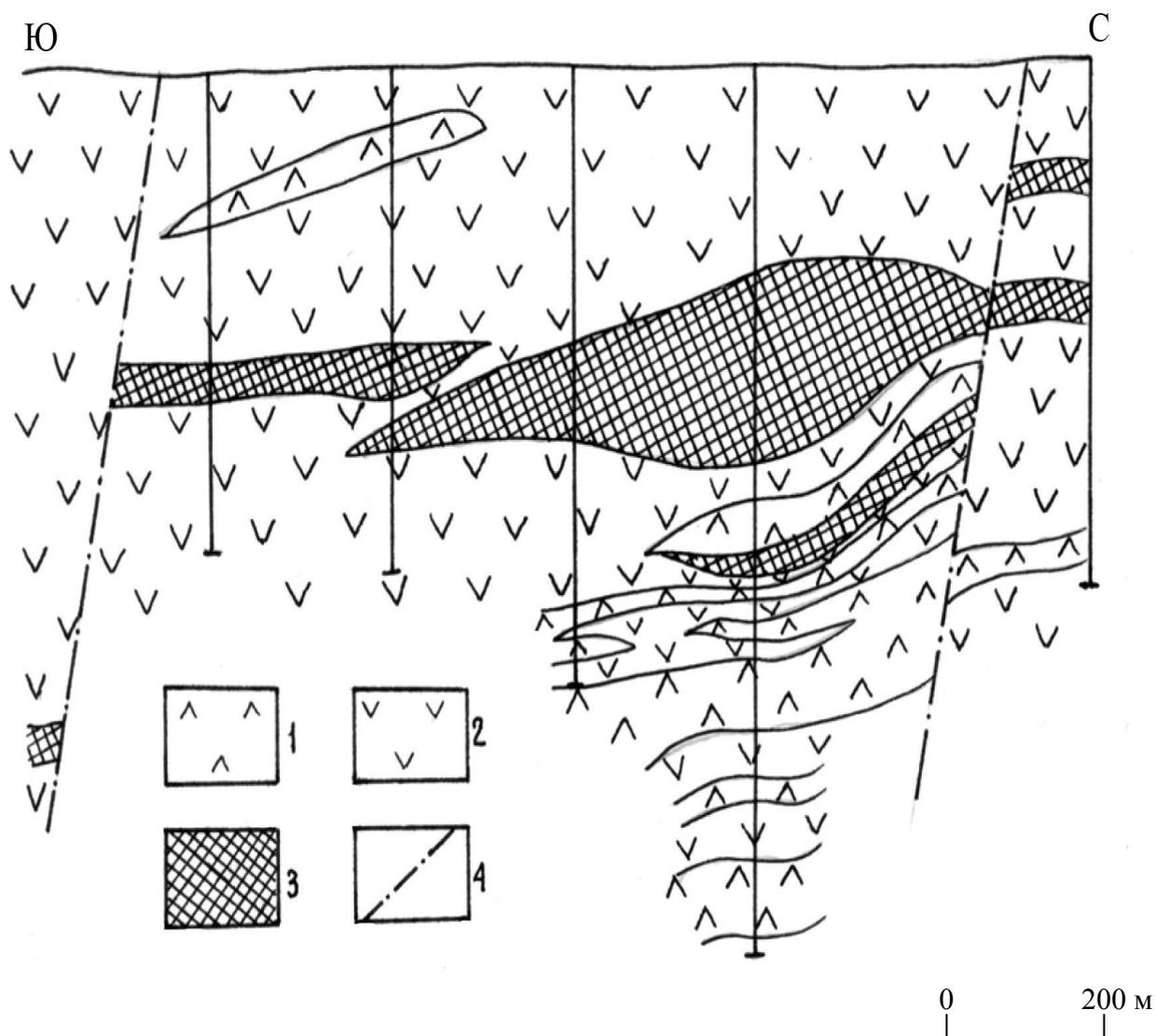


Рис. 3.4. Геологический разрез через участок хромитового месторождения им. XL лет КазССР Кемпирсайского рудного поля (по данным Актюбинской ГРЭ):

1 – гарцбургиты; 2 – дуниты; 3 – хромитовые руды; 4 – тектонические нарушения

Во-вторых, нередко жилообразные и штокообразные тела руд массивной текстуры с резкими границами. Образование их связывается с выполнением трещин и пустот в затвердевающем интрузивном массиве инъекциями рудного расплава (фильтр-прессинг). Характеристика рудных формаций позднемагматических месторождений приведена в табл. 3.2.

Таблица 3.2

Рудные формации позднемагматических месторождений

Рудная формация	Парагенезис минералов	Текстура руд	Вмещающие породы	Форма рудных тел	Геотектоническая позиция, структурный контроль	Примеры месторождений
Хромитовая	Хромшпинелиды	Массивная, вкрапленная, полосчатая, шлировая, нодулярная	Дуниты, обычно серпентинизированные	Жилообразные залежи, линзы, гнезда, трубы, пластообразные залежи	Участки расслоения лакколитов, силлов ультраосновного состава островных дуг	Кемпирсайские (Мугоджары), Турция, Финляндия, Албания
Титаномагнетитовая	Титаномагнетит (магнетит-ильменит) с примесью пирита, пирротина	Вкрапленная, шлировая	Пироксениты	Неправильная с нечеткими границами	Участки дифференциации габбро-пироксенит-дунитовой формации островных дуг	Качканарское, Гусевогорское (Северный Урал)
		Массивная, реже вкрапленная	Габбро, габбро-амфиболиты	Жилообразные залежи	Внутриинтрузивные нарушения в габбро-долеритовых комплексах зон континентального рифтогенеза	Кусинское (Южный Урал)
Апатитовая (apatит-нефелиновая, апатит-магнетитовая, редкоземельная)	Апатит, нефелин, эгирин, магнетит, редкоземельные минералы: лопарит, эвдиалит	Пятнистая, полосчатая, сетчатая, брекчиевидная	Сиениты: ийолит-уртиты (лежащий бок), ричесорриты (висячий бок)	Пластообразные и линзообразные залежи	Участки дифференциации щелочно-ультраосновных интрузий зон континентального рифтогенеза	Хибинские месторождения (Кукисвумчорр, Юкспор, Расвумчорр и др.)

3.1.2. Класс ликвационных месторождений

Ликвационные месторождения представлены прежде всего сульфидной медно-никелевой формацией. Это известные месторождения Норильского района (Норильск-1, Талнах, Октябрьское и др.), сформированные в позднепалеозойское-раннемезозойское время; Кольского полуострова (Печенга, Монча, Аллареченское и др.) и Канады (Садбери), имеющие протерозойский возраст; Австралии (Камбалда), образованные в архее. Основная часть их связана с высокомагнезиальными (10-12 % MgO) габброидами дифференцированных гарцбургит-ортопироксенит-норитовой, оливинит-гарцбургитовой (трапповой) формаций, образующимися обычно в зонах активизации (континентального рифтогенеза) платформ. Характерной чертой материнских интрузий является их расслоенное строение, плоская (силловая) форма и приуроченность к пологим погружениям чехла платформ.

Парагенезис главных рудных минералов ликвационных сульфидных месторождений весьма постоянен: пирротин, пентландит и халькопирит, в меньшей мере магнетит. Однако второстепенные минералы весьма разнообразны: борнит, халькозин, валлериит; кубанит, арсениды кобальта и многие другие. Руды вкрапленные, прожилково-вкрапленные, брекчиевые, полосчатые, пятнистые, массивные. Широко проявлены структуры распада твердых растворов. Содержание меди и никеля колеблется в пределах 0,4-3,0 %, попутно извлекаются платиноиды (до 24 г/т), золото (до 5,5 г/т), кобальт (до 0,15 %).

Выделяют четыре морфогенетических типа рудных тел: 1) залежи «висячих вкрапленников»; 2) линзо-пластообразные донные залежи обычно массивных руд мощностью до 40 м; 3) линзы и неправильной формы залежи брекчиевидно-цементных руд в экзоконтактах интрузий мощностью обычно 2-3 м; 4) жилы массивных руд мощностью 1-2 м (рис. 3.5).

Механизм формирования ликвационных месторождений представляется следующим образом. Экспериментальными исследованиями установлено, что сульфиды железа, никеля, меди могут растворяться (до 6-7 % от всего объема) в расплавах базальтового состава при температурах выше 1500 °С. При понижении температуры до 1170 °С в процессе внедрения базальтового расплава (на подкоровом уровне, в промежуточных очагах или даже в местах становления) происходит его разделение (ликвация) на силикатную и сульфидную фазы.

На процесс ликвации существенное влияние оказывает общий ход дифференциации. Уменьшение растворимости FeS в силикатном расплаве и, следовательно, увеличение его в отщепленной сульфидной фазе происходит при обогащении расплава компонентами CaO, Al₂O₃ и SiO₂ (рис. 3.6), что может быть вызвано и ассимиляцией боковых пород. Расплавы, кристаллизация которых ведет к убыванию абсолютного содержания в них железа, при относительном увеличении его по сравнению с магнием, усиливают ликвационный процесс (норильский тип).

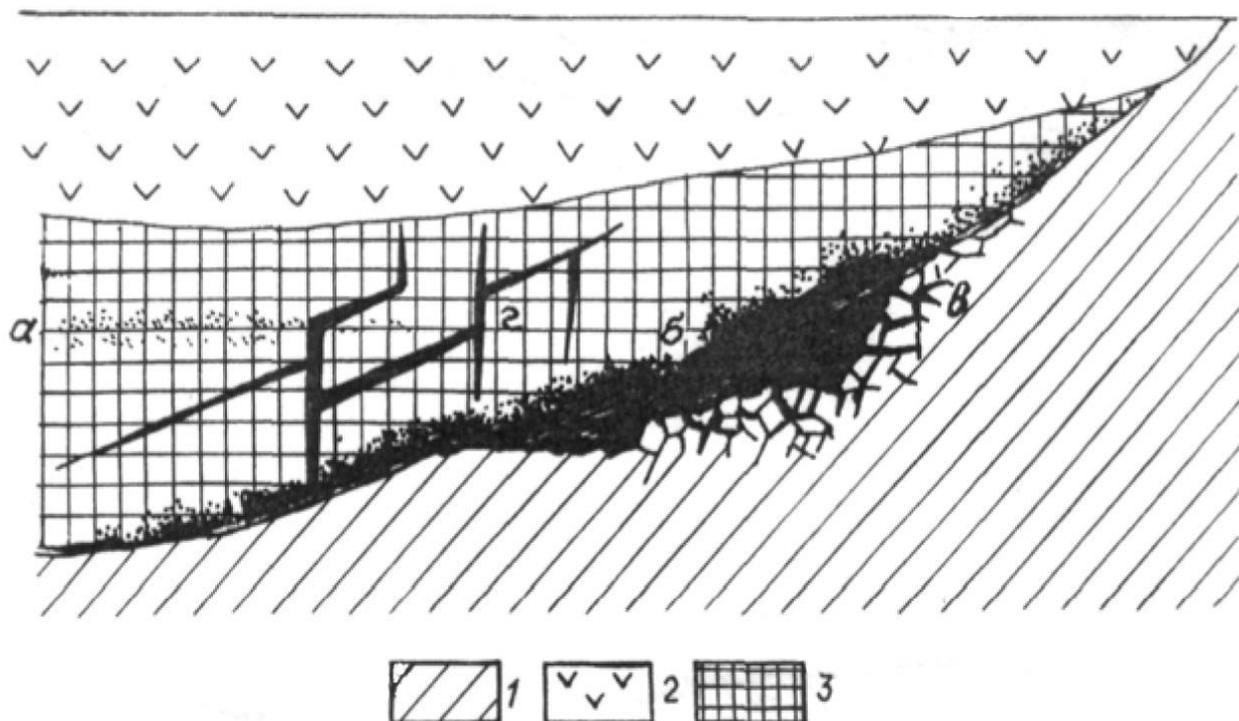
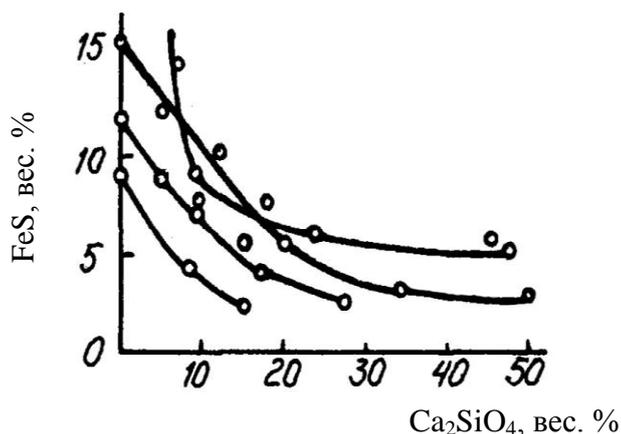


Рис. 3.5. Морфогенетические типы рудных тел ликвационных медно-никелевых месторождений (по В. И. Смирнову):

а – висячие вкрапленники; б – донные массивные залежи; в – приконтактовые брекчиевидно-цементные руды; г – жилы; породы: 1 – подстилающие, 2 – перекрывающие, 3 – вмещающие габброиды

Рис. 3.6. Концентрация FeS в силикатном расплаве в зависимости от содержания Ca_2SiO_4 (по Я. И. Ольшанскому)



Общее увеличение содержания железа повышает растворимость сульфидов и снижает ликвационный процесс (скаергардский тип). В таких интрузиях сульфидная минерализация не образует крупных промышленных скоплений.

Сульфидный расплав в силу меньших температур плавления кристаллизуется позднее, чем силикатный, при температурах 600-800 °С.

Кристаллизация сульфидов происходит по схеме: пирротин – пентландит – халькопирит.

Состав руд зависит от содержаний серы в расплаве. При повышенных содержаниях серы, в силу большего сродства к ней меди, преобладает халькопиритовая составляющая.

Концентрация сульфидов зависит от геологических обстановок становления рудоносных интрузий. При быстром застывании расплава на небольших глубинах каплеобразные шарики сульфидного расплава не успевают опуститься на дно силловых интрузий и образуют так называемые «висячие вкрапленники» (см. рис. 3.5). В капельках сульфидного расплава наблюдается гравитационная дифференциация; нижние ее части сложены более тяжелым пирротинном, верхние – более легким халькопиритом (рис. 3.7). При медленном остывании на больших глубинах капли сульфидного расплава могут под действием силы тяжести опускаться на дно интрузий, образуя донные пластообразные залежи обычно массивных руд. При этом часть расплава может проникать в подстилающие интрузию породы, формируя приконтактные брекчиевидные руды. Сульфидный расплав, кристаллизующийся позже силикатного, может при фильтр-прессинге быть отжат в трещины уже застывшего интрузива с образованием жил.

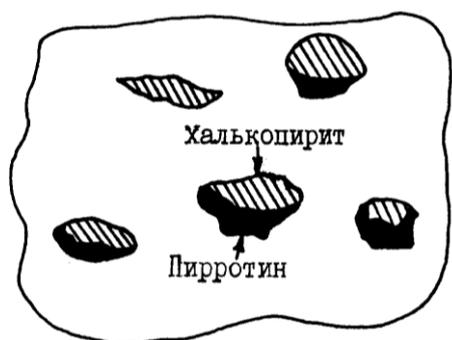


Рис. 3.7. Зарисовка образца руд из зоны «висячих вкрапленников», натуральная величина (Норильский рудный район)

Внедрение и кристаллизация магматических расплавов сопровождаются трансмагматическими потоками и выделением газовой-жидких растворов. Роль и масштабы пневматолито-гидротермальных процессов в образовании магматических месторождений оцениваются по-разному. Большинство исследователей отводят им второстепенную роль эпигенетических преобразований. Другие считают их решающими в образовании хромитов (С. В. Москалева), титаномагнетитов (О. К. Иванов), медно-никелевых руд (В. В. Золотухин), предлагая различные гидротермально-метасоматические модели генезиса.

3.2. Флюидно-магматическая группа

Месторождения этой группы образованы остаточными магматическими расплавами, обогащенными летучими компонентами и водой.

3.2.1. Пегматиты

Под термином «пегматит» понимают «тела, сложенные в основном гигантокристаллическими горными породами, валовый минеральный состав которых близок (с теми или иными вариациями) к составу обычных магматических пород и формирование которых протекало в тесной связи с деятельностью магматических очагов, начиная с инъекции исходной магмы, ее кристаллизации, а потом со всеми дальнейшими процессами перекристаллизации и метасоматического изменения этого материала в собственно пегматитовые образования» (Никитин, 1968, стр. 85). Существуют четыре основные гипотезы их образования.

1. А. Е. Ферсман, работы которого по пегматитам остаются классическими, считал, что пегматиты формируются из остаточного расплава, способного растворять летучие компоненты и воду в неограниченных количествах. Такой расплав, насыщенный водой и летучими компонентами, обладает меньшей вязкостью и большей подвижностью. Отделившись от магматического очага и выполнив полость, остаточный расплав кристаллизуется в ней при понижениях температуры. Пегматиты образуются, по его мнению, в замкнутой физико-химической системе. Кристаллизация происходит в пять этапов (упрощенно): магматический (900-800 °С), эпимагматический (800-700 °С), пневматолитовый (700-400 °С), гидротермальный (400-50 °С) и гипергенный (менее 50 °С).

2. Д. С. Коржинский, В. С. Соболев, Р. Джонс, Е. Камерон и др. пришли к заключению, что остаточный расплав образует только так называемые простые пегматиты, состоящие из полевых шпатов и кварца. В тех случаях, когда простые пегматиты подвергаются воздействию поступающих в них из магматического очага флюидов, богатых минерализаторами, происходит их преобразование, прежде всего замещение полевых шпатов мусковитом, бериллом, топазом и прочими минералами, и возникают типичные сложные пегматиты.

3. А. Н. Заварицкий, В. Д. Никитин отрицают наличие особого пегматитового расплава. Они считают, что пегматиты возникают из материнских пород дайковой серии путем преобразования их пегматитообразующими флюидами. При этом различают пегматиты, образующиеся: а) при перекристаллизации (без существенного привноса вещества) и б) при метасоматическом замещении (с привносом вещества) первичных магматических пород.

4. Частая связь отдельных разновидностей пегматитов, в частности слюдоносных, с глубокометаморфизованными толщами фундамента платформ, позволяет ряду исследователей предполагать их метаморфогенное происхождение. Решающее значение, вероятно, в этом случае оказывают процессы ультраметаморфизма и гранитизации.

Пегматиты довольно отчетливо отличаются от других классов месторождений особенностями геологического строения.

1. Пегматиты известны для каждой группы изверженных пород. Наиболее широко распространены гранитные пегматиты, значительно реже сиенитовые и еще реже остальные.

2. Геотектоническая позиция их разнообразна: зоны континентального рифтогенеза (обычно щелочные); фундамент платформ в связи с ультраметаморфизмом и гранитизацией; коллизионные зоны (гранитные пегматиты); островные дуги на континентальной коре и активные окраины платформ.

3. Тела пегматитов залегают вблизи материнской интрузии: в самом массиве или в его экзоконтактовой зоне. Тела обычно имеют жилообразную форму. Размеры их изменчивы; обычно мощность составляет метры-десятки метров, длина – десятки-первые сотни метров. Реже встречаются штоки, линзы.

4. Пегматиты отличаются от изверженных пород более крупными, иногда гигантскими размерами кристаллов. Длина кристаллов полевых шпатов и кварца достигает 10 м, пластины слюд имеют площадь до 7 м², вес кристаллов топазов из «изумрудных копей» Урала достигает 60-100 кг.

5. Большую часть в пегматитах, как и в материнских породах, составляют порообразующие минералы: полевой шпат, мусковит, кварц в гранитных пегматитах; нефелин, эгирин в сиенитовых. Обогащение пегматитового расплава летучими компонентами и накопление в нем редких и редкоземельных элементов приводят к образованию в пегматитах целой серии минералов: топаза, апатита, берилла, турмалина, молибденита, касситерита, циркона, ортита, монацита и других, нередко в промышленных скоплениях.

6. По составу и строению различают простые (недифференцированные) и сложные (дифференцированные). Простые пегматиты состоят преимущественно из порообразующих минералов, сложные, кроме того, содержат разнообразную гамму отмеченных выше минералов.

7. Сложные пегматиты имеют зональное строение (от периферии к центру): маломощная (сантиметры) тонкозернистая оторочка мусковит-кварц-полевошпатового состава → зона кварц-полевошпатового состава письменной структуры → зона блокового микроклина → кварцевое ядро (рис. 3.8).

Минерализация обычно связана с последними двумя зонами. Нередко в центральной части пегматитовых тел образуются полости с кристаллами пьезооптического сырья (кварца, флюорита). Такие пегматиты получили название «камерных».

В зависимости от полноты проявления зональности, в связи со степенью дифференцированности флюидно-магматического расплава, К. А. Власов выделяет пять текстурно-парагенетических групп пегматитов: равнозернистый (письменный, графический), блоковый, полностью дифференцированный, редкометального замещения и альбит-сподуменовый (см. рис. 3.8).

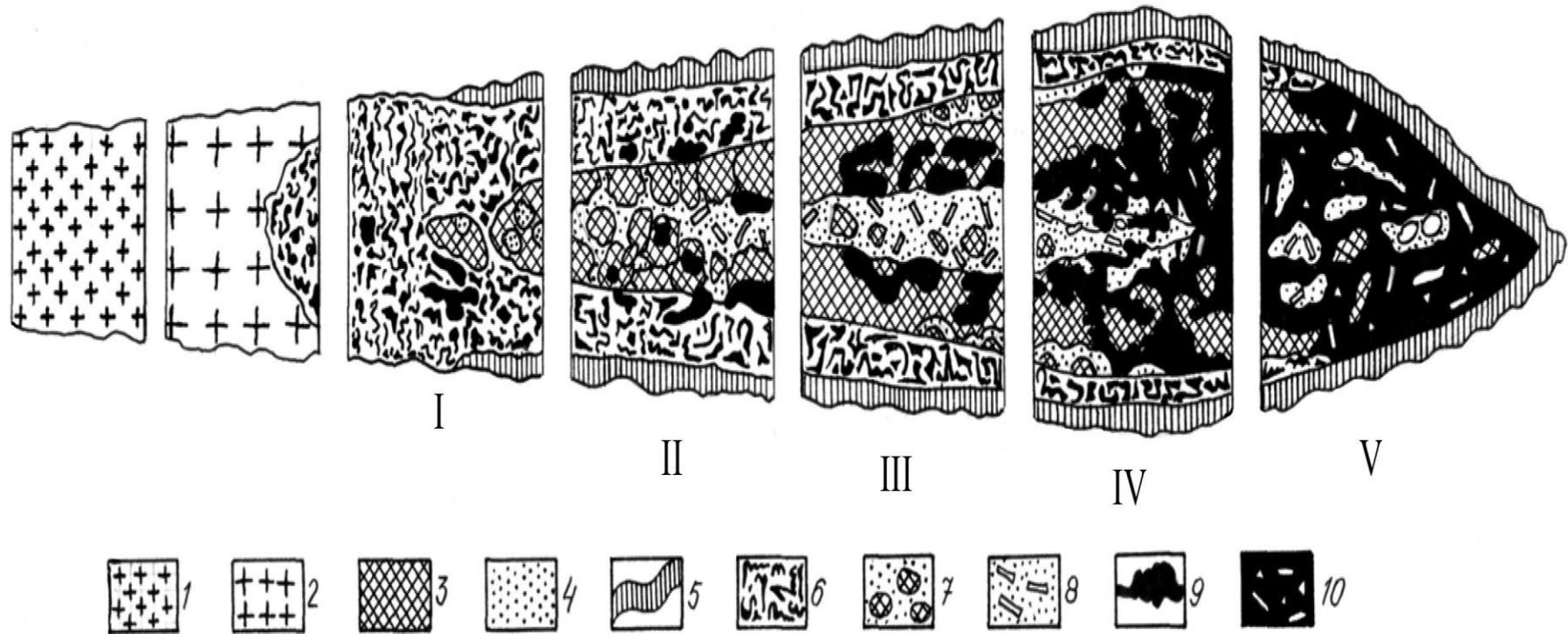


Рис. 3.8. Схема текстурно-парагенетических типов пегматитов (по К. А. Власову):

I – равномернозернистый, или письменный; II – блоковый; III – полнодифференцированный; IV – редкометального замещения; V – альбит-сподуменовый типы; 1 – гранит; 2 – пегматоидный гранит; 3 – микроклин; 4 – кварц; 5 – контактовые оторочки и зоны мусковит-кварц-полевошпатового состава; 6 – пегматит письменной и гранитовой структуры; 7 – блоковая зона; 8 – мономинеральная микроклиновая зона; 9 – кварц-сподуменовая зона; 10 – комплексы и зоны замещения; альбит, кварц, мусковит, реликты микроклина, редкометальные минералы (лепидолит, берилл, часто цезиевый, ниобато-танталы, полихромный турмалин и сподумен и др.)

8. А. Е. Ферсман показал, что на состав гранитных пегматитов оказывает влияние состав вмещающих пород. Если гранитные пегматиты залегают в породах, близких по составу (гнейсы, кристаллические сланцы), то они сохраняют свой первичный состав. Такие пегматиты А. Е. Ферсман назвал пегматитами «чистой линии». Если пегматитовый расплав попадает в породы, отличающиеся составом, то между ними происходит обмен веществом.

Избыточные в расплаве компоненты перемещаются во вмещающие породы, и, наоборот, расплав усваивает компоненты из боковых пород, которыми они обогащены. Так возникают пегматиты «линии скрещивания». Среди них, в свою очередь, различают гибридные и десилицированные. В составе гибридных пегматитов, ассимилирующих из вмещающих пород глинозем, появляются кианит, андалузит; для усваивающих кальций, железо, магний характерно появление скаполита, сфена. Гранитный пегматитовый расплав теряет кремнезем, внедряясь в породы с низким его содержанием (ультрамафиты, известняки). Такие десилицированные пегматиты представлены плагиоклазитами и корундовыми плагиоклазитами.

Основными видами полезных ископаемых являются:

- простые кварц-полевошпатовые пегматиты, используемые как сырье для керамики (Карелия, Украина, Урал, Сибирь);
- мусковит (Мамско-Чуйская провинция на севере Иркутской области, Кольский полуостров, Индия, Бразилия);
- самоцветное сырье (горный хрусталь, топаз, турмалин, сапфир, рубин и др.) – Урал, Волынь, Бразилия, Юго-Восточная Азия;
- пьезооптическое сырье (кварц, флюорит) – Урал, Казахстан, Сибирь;
- редкие, редкоземельные и радиоактивные металлы рудных формаций: ортитовой; монацитовой; ниобий-редкоземельной с иттриевыми землями; уранинитовой с флюоритом; берилл-танталитовая с тантало-ниобатами, касситеритом и др.; литиевая сподуменовая и лепидолитовая; пироклоровая с ниобием, редкими землями цериевой группы; циркониевая (Бразилия, Восточная Африка).

3.2.2. Карбонатиты

Карбонатитами называют карбонатные породы эндогенного происхождения, состоящие до 80-99 % из карбонатов (обычно кальцит, реже доломит, анкерит) с примесью апатита, флогопита, магнетита, редкоземельных и других минералов, которые определяют промышленную ценность месторождений.

Понятие о карбонатитах введено В. Бреггером в 20-х годах, однако в качестве самостоятельного генетического класса эти месторождения начинают рассматриваться лишь с 50-х годов (А. И. Гинзбург, В. Смит, В. Пикора, О. Леонардос и др.).

Карбонатитовые месторождения связаны с комплексами дифференцированных щелочно-ультраосновных пород, проявленных обычно в областях континентального рифтогенеза.

Расплавы могут достигать поверхности, образуя так называемые «открытые» вулканоплутонические массивы, в которых карбонатиты приурочиваются к жерловинам. «Закрытые» или «слепые» массивы формируются на глубине (рис. 3.9).

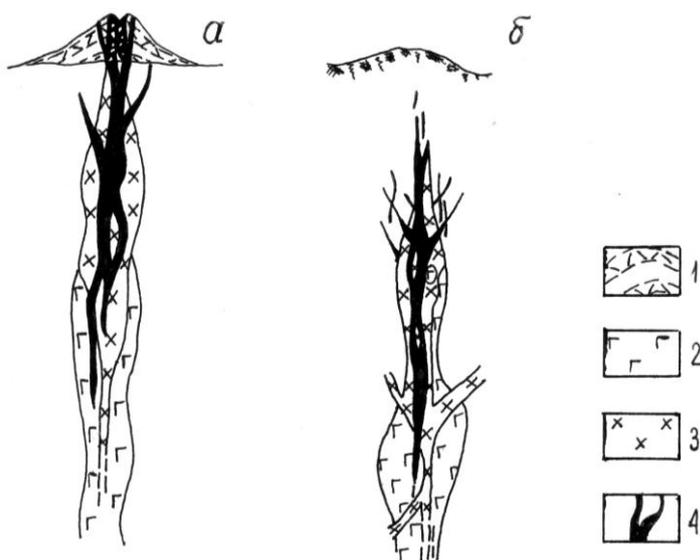


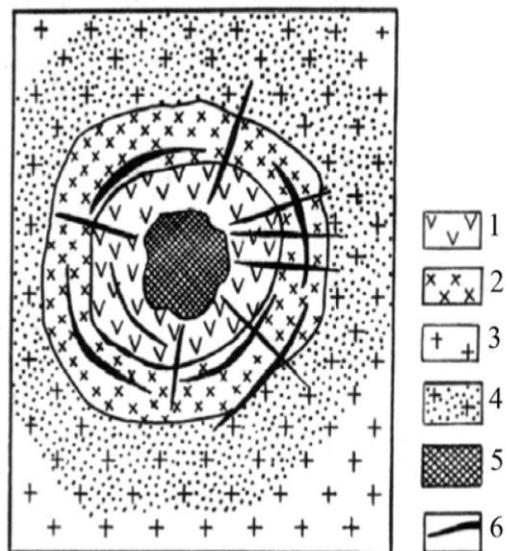
Рис. 3.9. Схематические разрезы «открытых» (а) и «закрытых» (б) карбонатитовых массивов (по А. И. Гинзбургу):

1 – вулканические породы; 2 – ультраосновные породы; 3 – щелочные породы; 4 – карбонатиты

Интрузивные комплексы имеют концентрически - зональное строение (рис. 3.10), причем горизонтальная зональность может быть прямой, когда более древние породы в краевых частях сменяются более молодыми в центре, и обратной, которая характеризуется приуроченностью молодых пород к краевым частям интрузивных массивов, а более древние к их центру. Интрузивные массивы окружены ореолом фенитов – щелочных полевошпатовых метасоматитов (пироксен + полевошпат; нефелин + полевошпат + пироксен ± эгирин), близких по составу к щелочным сиенитам, на которые нередко накладываются более поздние процессы альбитизации. В пределах массивов наблюдаются разнообразные по составу и времени становления дайки.

Рис. 3.10. Общая схема строения карбонатитового месторождения (по В. И. Смирнову):

1 – щелочные породы; 2 – ультраосновные породы; 3 – гнейсы; 4 – фениты; 5 – шток карбонатитов; 6 – жилообразные тела карбонатитов



Карбонатитовые залежи размещаются в пределах материнских массивов, иногда выходя за их пределы, имеют форму штоков или жилообразных (дайкообразных) тел: конических, падающих к центру массива; кольцевых, падающих от центра массива; радиальных (см. рис. 3.10). Диаметр штоков колеблется от нескольких сотен метров до 7-8 км, длина по простираанию жилообразных залежей при мощности до 10 м может достигать 1-2 км. Протяженность карбонатитовых тел по падению оценивается величиной порядка 6-8 км. Контакты карбонатитовых тел с вмещающими породами, как правило, резкие.

Для карбонатитов характерна зональность, упрощенная типичная колонка которой представлена в табл. 3.3.

Таблица 3.3

Зональность карбонатитов (по А. И. Гинзбургу, Е. М. Эпштейну)

Зона 0	Зона 1	Зона 2	Зона 3
Исходная силикатная порода – гипербазит	Силикат		
	Алюмосиликат	Алюмосиликат	
	Карбонат	Карбонат	Карбонат

Силикат представлен обычно пироксеном, форстеритом или амфиболом, алюмосиликат – слюдой (биотитом или флогопитом). Состав карбонатов последовательно меняется: кальцит → доломит → анкерит и сидерит.

Карбонатиты имеют полосчатую текстуру, конформную контактам тел. Полосы состоят из симметрично расположенных зон метасоматической колонки. Оси удлиненных минералов (эгирина, амфибола) и плоскости слюд параллельны плоскостям полосчатости.

По составу полезных ископаемых выделяют следующие месторождения карбонатитов (рис. 3.11):

1) гатчеттолит (разновидность пирохлора с содержанием UO_2 и UO_3 до 15 %) - пирохлоровые ($NaCaNb_2O_6F$) – (месторождение Ока в Канаде, Мбея в Танзании; Восточные Саяны);

2) бастнезит ($Ce[FCO_3]$) - паризит ($CaCe_2[F_2(CO_3)_3]$) - монацитовые ($(Ce,La)[PO_4]$ с примесью ThO_2 до 28 %) – (Канада, США, Африка);

3) перовскит ($(Ca,Na,Ce)*(Ti,Nb,Fe)O_3$) - титаномagnetитовые (Кольский п-ов, Африка, США);

4) апатит-магнетитовые (Ковдорское месторождение на Кольском полуострове, Ессей на Анабарском щите; Африка, Канада, Бразилия);

5) флогопитовые (Гулинское в Сибири, Ковдорское на Кольском полуострове);

6) флюоритовые (месторождение Альне в Швеции, месторождение Амба Донгар в Индии, Окфузу в Африке);

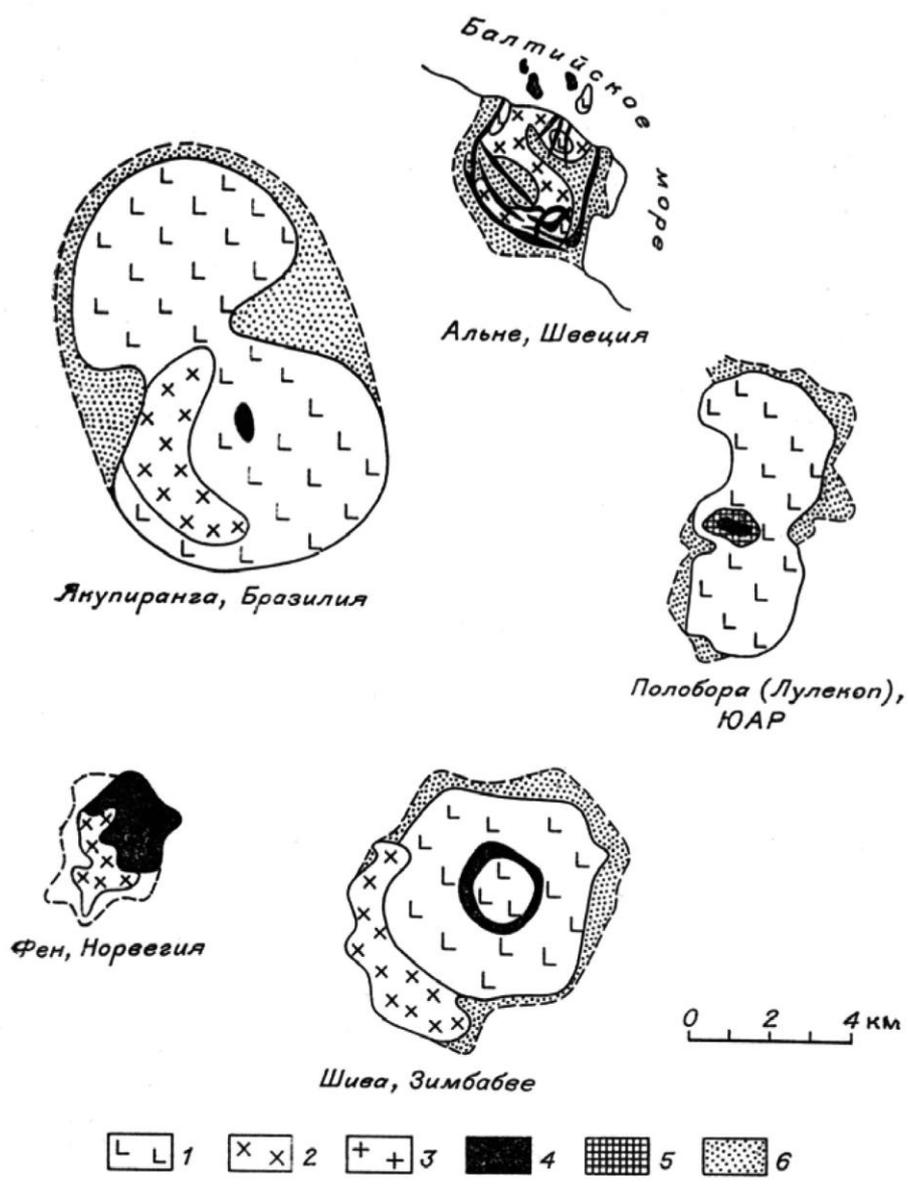


Рис. 3.11. Карбонатитовые месторождения глубинной фации (по В. И. Синякову):

1 – пироксениты, оливиниты; 2 – йолиты, якупирангиты, уртиты; 3 – щелочные нефелиновые сиениты; 4 – карбонатиты; 5 – форстерит-апатит-магнетитовые породы; 6 – фениты

7) сульфидные (медные – Палабора в ЮАР, свинцово-цинковые – Восточная Сибирь).

Образование карбонатитов трактуется по-разному.

Осадочная гипотеза весьма проста. Открытие карбонатных пород в щелочно-ультраосновных комплексах, естественно, вызвало предположение о том, не являются ли они ксенолитами известняков или доломитов осадочного происхождения, частично ассимилированными магмой. Существует точка зрения о возможном выжимании известняков в силу их высокой пластичности из глубоких горизонтов наподобие диапировых куполов каменной соли.

Н. Евзиковой сделаны находки спор и битуминозных веществ в Гулинском плутоне. Гипотеза весьма заманчива, так как она легко объясняет источник СаО и СО₂ в карбонатитах. Но далеко не всегда карбонатиты залегают в толщах, содержащих карбонатные осадочные породы.

Магматическая гипотеза предполагает возможность возникновения особого карбонатитового расплава, возникающего в процессе глубинной дифференциации щелочной магмы. Главными доводами в ее пользу являются следующие данные: а) в районах современной вулканической деятельности встречаются кальциево-углекислые лавы, которые могут рассматриваться как прототипы карбонатитовой магмы; б) наличие в составе карбонатитов включений с температурой гомогенизации 880-558 °С; в) экспериментальными исследованиями установлено, что ликвация магмы с обособлениями карбонатитового расплава возможна в условиях повышенного потенциала углекислоты на глубинах не менее 30-40 км.

Гидротермально-метасоматическая гипотеза наиболее последовательно отстаивается Л. С. Бородиным. По его представлениям, не только формирование карбонатитовых тел, но и образование зональности интрузивных массивов обусловлены метасоматическими процессами. Предполагается, что воздействие щелочных растворов приводило к нефелинизации отдельных участков первично однородных гипербазитовых интрузий. В связи с нефелинизацией высвобождался кальций и другие элементы, которые затем участвовали в формировании карбонатитовых тел. Метасоматическая зональность, наблюдаемая в карбонатитовых массивах, является весомым доводом в пользу данной гипотезы.

В. И. Смирнов, в связи с указанными концепциями, выделяет три класса карбонатитов: магматический, метасоматический и комбинированный, отмечая при этом, что должный фактический материал для их различия пока не накоплен. Общая тенденция в формировании карбонатитов, по его мнению, сводится к тому, что магматические процессы во времени сменяются метасоматическими. Это и позволяет относить их к группе флюидно-магматических.

3.3. Гидротермальные месторождения

Многочисленные и чрезвычайно многообразные месторождения этой группы объединяет общность образования их из гидротермальных растворов. Растворы имеют различное происхождение, что позволяет выделить три группы гидротермальных месторождений: плутоногенные, вулканогенные и амагматогенные (внемагматогенные).

3.3.1. Гидротермальная плутоногенная группа

Месторождения этой группы образуются гидротермальными растворами, выделяющимися при кристаллизации изверженных пород обычно кислого состава. Они располагаются в апикальных частях материнских интрузий или же на некотором удалении, размещаясь при этом обычно в тектонических, реже

складчатых и литологических структурах. Характерным признаком гидротермальных месторождений являются отчетливо проявленные гидротермально-метасоматические изменения окружающих пород.

3.3.1.1. Класс грейзеновых месторождений

Грейзены – это метасоматические горные породы, состоящие из кварца и слюды, содержащие берилл, топаз, турмалин, флюорит и рудную минерализацию (касситерит, молибденит и др.).

Ведущими полезными компонентами являются олово, вольфрам, молибден и бериллий (табл. 3.4).

Таблица 3.4

Рудные формации грейзеновых месторождений

Рудная формация	Ассоциация минералов и элементов	Минеральная фация грейзенов	Примеры месторождений
Касситеритовая	Касситерит (вольфрамит, молибденит, висмутин, арсенопирит) Sn (Bi, W, B, V)	Топазовая	Этыка (Забайкалье); Эгук (Чукотка); Кестер, Бутыгычаг (Якутия); Актас (Ср. Азия); Маучи (Бирма); Альтенберг (Германия)
Вольфрамитовая	Вольфрамит (касситерит, молибденит, висмутин) W (Bi, Sn, B, F)	Кварц-топазовая, флюоритовая, кварц-слюдистая, кварцевая	Акчатау, Кара-Оба (Казахстан); Джидинское, Спокойнинское (Забайкалье); Цинновец (Чехия), Синьхуаньшань Пяотан (КНР)
Молибденитовая	Молибденит (вольфрамит, сульфиды) Mo (W)	Мусковитовая	Восточный Коунрад, Жанет (Казахстан); Булыктай, Первомайское (Забайкалье)
Бериллиевая	Берилл	Мусковитовая	Малышевское
Вольфрам-молибден-олово-бериллиевая	Вольфрамит, молибденит, касситерит, берилл W, Mo, Sn, Be (Li, F)	Мусковитовая и кварц-мусковитовая	Казахстан, Восточная Сибирь

Грейзеновые месторождения формируются в пределах островных дуг на континентальной коре, активных окраинах платформ и особенно характерны для коллизионных обстановок.

Они тесно связаны с апикальными частями гипабиссальных интрузий гранитов. Мощность эндоконтактной зоны (от кровли массива вглубь) достигает 300-500 м, экзоконтактной зоны – до 1500 м. 80 % всех грейзенов, по данным В. А. Богомолова, находятся в эндоконтактной зоне. Наиболее продуктивны куполовидные участки интрузивов с пологой кровлей и контактами.

По содержанию главных компонентов рудоносные граниты мало отличаются от обычного среднего гранита. Однако кларки редких металлов (олова, молибдена и др.) и летучих компонентов (фтора, хлора, бора) в них явно повышены.

Для грейзенов характерна многостадийность формирования: а) прерудная массовая грейзенизация; б) образование жильных грейзенов ранней стадии; в) образование жильных грейзенов поздней стадии (рис. 3.12).

Грейзены формируются на глубинах 1-5 км, давление при этом изменяется от 130-110 до 10 МПа. Фоновая грейзенизация происходит в интервале температур 450-300 °С при пониженной кислотности растворов (рис. 3.13). Жилы формируются растворами переменной кислотности-щелочности при температуре ниже 350 °С.

Массовая грейзенизация апикальных частей интрузий приводит к образованию обширного метасоматического ареала, имеющего зональное строение. В экзоконтактной части ареала состав метасоматических зон (фаций) зависит от состава исходной породы (рис. 3.14).

В составе жил, залегающих внутри грейзенов, резко преобладает кварц (до 95 %), остальную часть слагают минералы, характерные для фоновой грейзенизации (полевые шпаты, мусковит, топаз, флюорит, турмалин), в том числе и рудные (касситерит, молибденит и др.). Распределение рудных минералов в жилах, образующихся при выполнении трещин, гнездовое, неравномерное. В жилообразных залежах, формирующихся метасоматическим путем, рудная минерализация образует более равномерную вкрапленность. Размеры жил варьируют в широких пределах: средняя мощность составляет 1 - 2 м, длина – десятки метров.

Таким образом, для грейзеновых месторождений характерны две основные формы жил полезных ископаемых: штокверки рассеянной прожилково-вкрапленной минерализации в ареолах грейзенизации и находящиеся в их пределах жилы (см. рис. 3.12, рис. 3.15).

В целом в распределении рудной минерализации отмечена общая тенденция: по вертикали снизу (эндоконтактная зона) вверх (экзоконтактная зона) редкоземельное, циркониевое и тантал-ниобиевое оруденения сменяются последовательно молибден-олово-бериллий-вольфрамовым и свинец-цинк-медным.

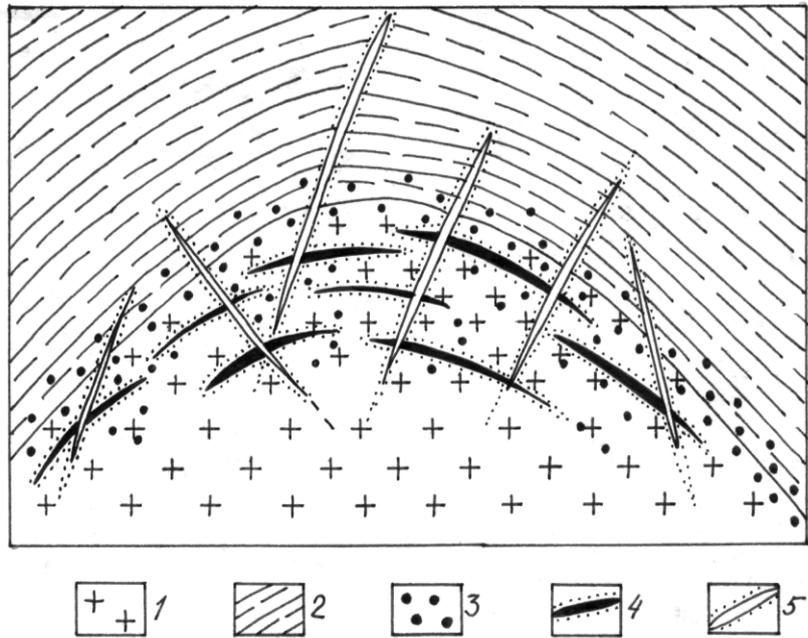


Рис. 3.12. Типовой разрез грейзенового месторождения (по И. Ф. Григорьеву):

1 – граниты; 2 – терригенные породы; 3 – предрудная массовая грейзенизация и штокверковая минерализация; 4 – жилы ранней стадии; 5 – жилы поздней стадии

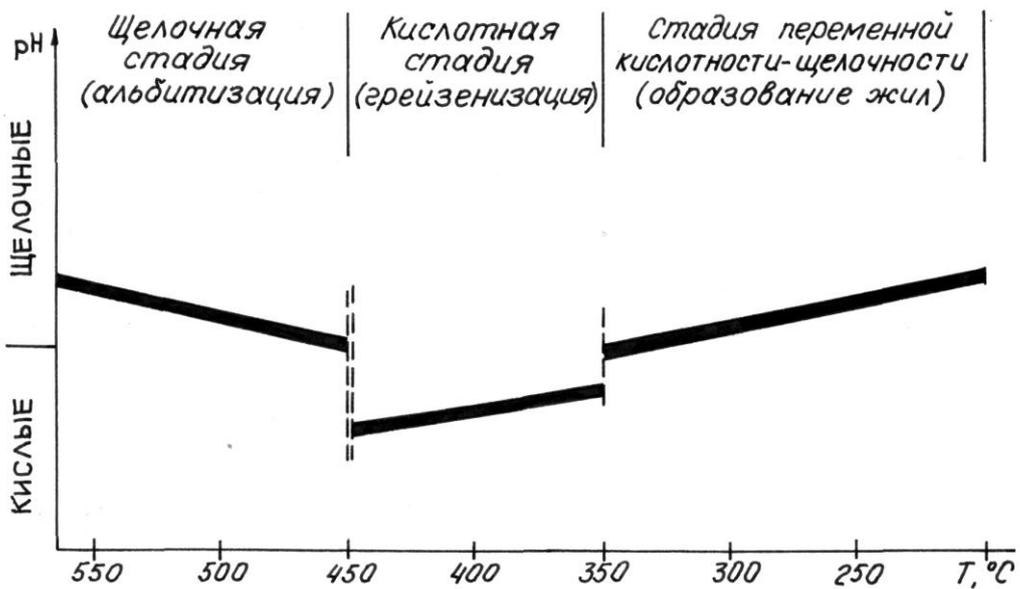


Рис. 3.13. Температура и pH растворов процессов грейзенизации и альбитизации (по Г. Н. Щербе)

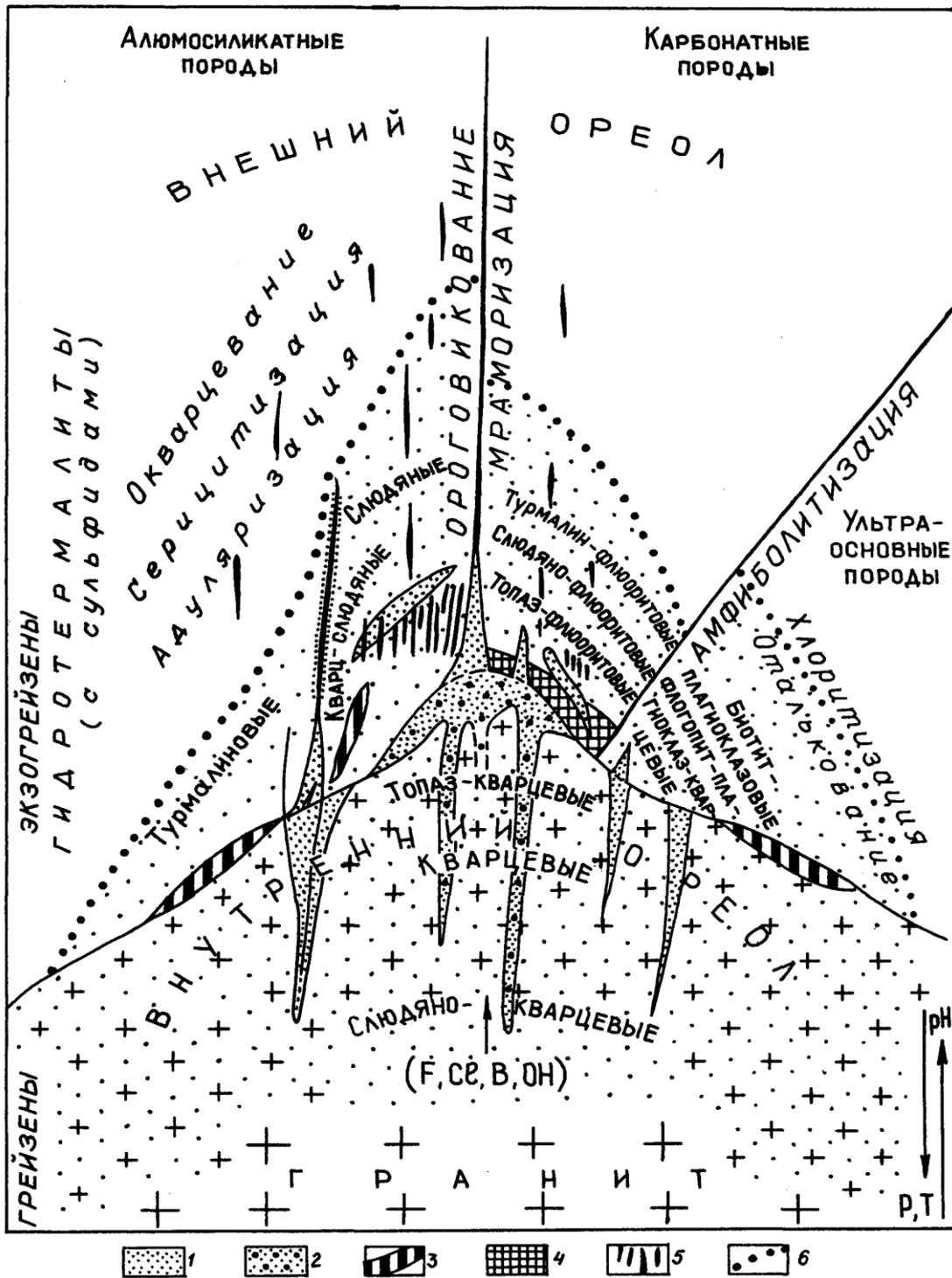


Рис. 3.14. Сводная схема зональности грейзенов (по Г. Н. Щербе):

1 – грейзенизированные породы; 2 – грейзены; 3 – пегматиты; 4 – скарны; 5 – кварцевые жилы и штокверки; 6 – верхняя граница грейзенов

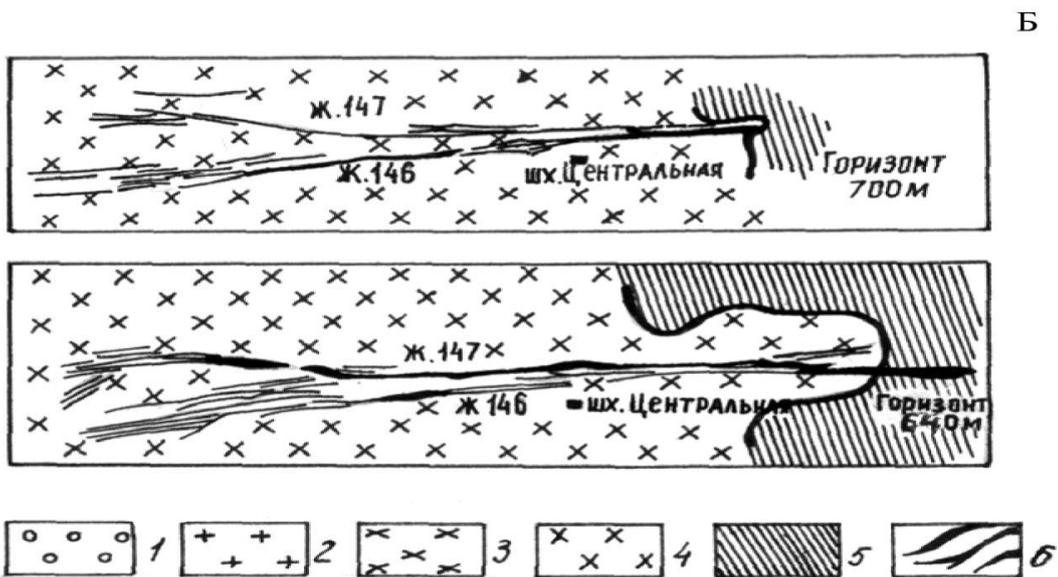
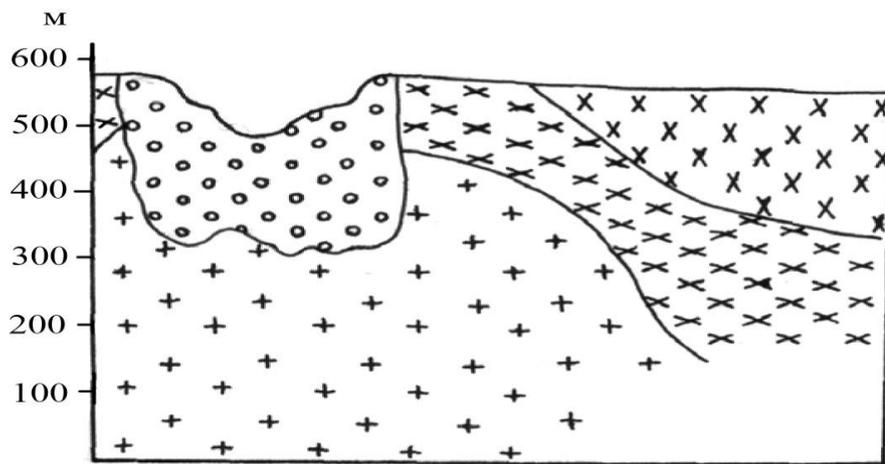


Рис. 3.15. Геологический разрез (А) и план (Б) грейзеновых месторождений:
 А – оловорудного месторождения Альтенберг (по Г. Тишендорфу),
 Б – вольфрамового месторождения Акчатау (по А. Щеглову, Т. Буткевичу):

1 – оловоносный грейзеновый штокверк; 2 – граниты; 3 – гранит-порфир; 4 – кварц-порфир; 5 – песчаники; 6 – грейзеновые и кварцевые жилы

3.3.1.2. Класс альбититовых месторождений

Альбититы – это метасоматические горные породы, в образовании которых ведущую роль играет процесс высокотемпературной альбитизации. Формируются они из щелочных растворов, приносящих натрий при температурах 400-550 °С (см. рис. 3.13).

Альбититы представляют собой лейкократовые породы, состоящие из мелкозернистого альбита с примесью кварца, микроклина, слюд, щелочных амфибола (рибекита) и пироксена (эгирина).

Геологическая позиция альбититов разнообразна, в связи с чем выделяют несколько их групп.

1. Типичные альбититы, пространственно и генетически связанные с интрузивными породами, представляют собой объемные массы метасоматически преобразованных куполов и апофиз интрузивных массивов, достигающих по площади нескольких квадратных километров и глубиной до 600 м. В отличие от грейзенов практически не развиваются в экзоконтактовых зонах. Материнскими интрузивными породами являются: а) граниты нормального, субщелочного и щелочного рядов и б) нефелиновые сиениты.

Альбититовые апограниты, особенно нормального ряда, нередко обнаруживают пространственную связь с процессами микроклинизации в тыловой зоне и грейзенизации в фронтальной зоне (рис. 3.16).

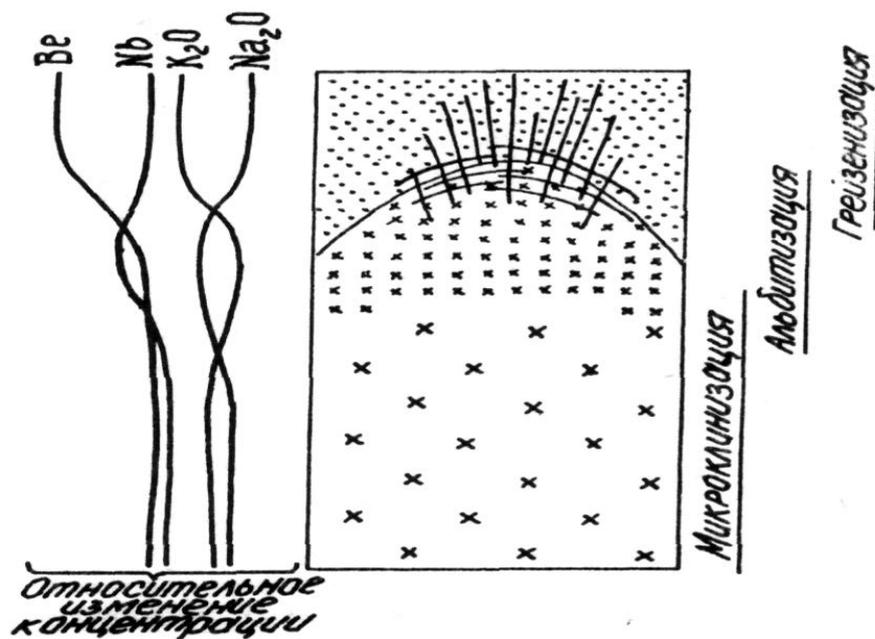


Рис. 3.16. Схема размещения метасоматитов при преобразовании гранитов (по В. И. Смирнову)

По А. А. Беусу, в этом случае ряд изменения максимальной активности оснований по мере увеличения кислотности раствора представлен схематично следующим образом: К (микроклинизация плагиоклаза, вынос Na в Ca) → Na (альбитизация микроклина, вынос K) → Al (мусковитизация биотита, вынос Mg, Fe) → Si (высокотемпературное скварцевание – грейзенизация, вынос Na, K, Al).

Полезные ископаемые зависят от состава материнских интрузивных пород:

- альбититы апогранитов нормального ряда (бериллий, вольфрам, олово, тантал, молибден);

- альбититы апогранитов субщелочного ряда (литий, рубидий, тантал, ниобий, олово, скандий);

- альбититы апогранитов щелочного ряда (цирконий, гафний, ниобий, иттриевые редкие земли, торий);

- альбититы щелочных пород (цирконий, гафний, ниобий, цериевые редкие земли, торий).

2. Альбититы, связанные с фенитами, в т. ч. карбонатитовых массивов, образуют протяженные залежи мощностью до 20 м и более. Формируются на завершающих стадиях фенитизации в связи с низкотемпературным натровым метасоматизмом. Типоморфными рудными минералами являются циркон, пирохлор, ильменит.

3. Линейные альбититы не обнаруживают видимой связи с интрузивными массивами (рис. 3.17).

Они контролируются зонами глубинных разломов областей континентального рифтогенеза. Формирование их обусловлено воздействием на гранито-гнейсы химически активных высокотемпературных растворов.

Источник их не ясен. Возможно, это скрытые на глубине интрузии, или же они имеют метаморфогенное происхождение.

Линейные альбититы нередко содержат значительные концентрации урана и тория, а также бериллия, тантала, ниобия, редких земель.

3.3.1.3. Класс скарновых месторождений

«Скарнами называют метасоматические породы, сложенные известково-магнезиально-железистыми силикатами и алюмосилкатами, возникающие в зоне высокотемпературного контактового ореола интрузий в результате реакционного взаимодействия карбонатных пород с магмой, интрузивными или другими алюмосиликатными породами при посредстве магматогенных растворов» (Жариков, 1968, с. 224). В случае, когда при этом в них сосредоточиваются ценные компоненты, формируются скарновые (или контактово-метасоматические) месторождения полезных ископаемых.

По временному соотношению процессов рудообразования и скарнообразования Х. М. Абдулаевым выделяется три типа скарновых месторождений (рис. 3.18). В скарновых месторождениях с сопутствующим оруденением рудная минерализация формируется одновременно со скарнами и рассеяна в них в виде вкрапленности.

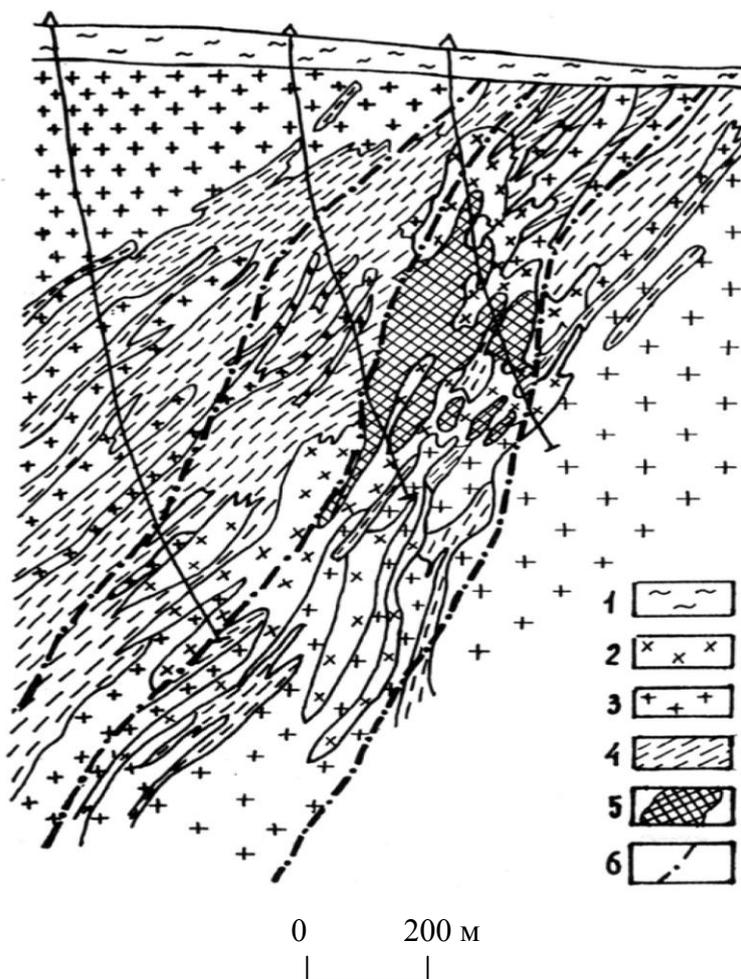


Рис. 3.17. Схематический геологический разрез альбитового месторождения линейного типа (по Я. Н. Белевцеву):

1 – осадочный чехол; 2 – альбититы; 3 – граниты; 4 – гнейсы; 5 – рудные тела; 6 – разломы

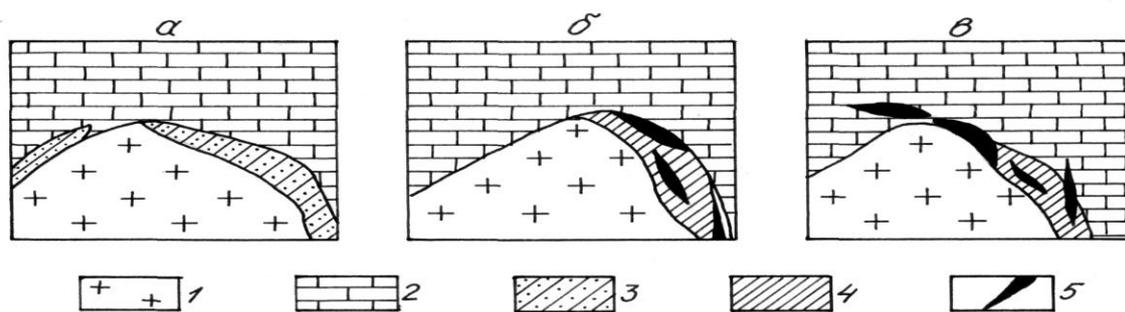


Рис. 3.18. Типы скарновых месторождений (по Х. М. Абдулаеву):

а – с сопутствующим оруденением; б – с отстающим оруденением; в – с наложенным оруденением; 1 – гранитоиды; 2 – известняки; 3 – оруденелый скарн; 4 – безрудный скарн; 5 – массивные руды

Месторождения с отстающим оруденением характеризуются обособлением в скарнах рудных тел, в том числе и массивных, размещение которых контролируется постскарновой тектоникой. На месторождениях с наложенным оруденением рудный процесс резко отставал от скарнового. Рудные тела нередко занимают секущее положение по отношению к ареалам скарнов, выходя нередко за их пределы.

Скарны образуются по контакту с интрузиями различного состава, но преобладают кислото-среднего (гранодиоритового), развитыми преимущественно в островодужных системах на континентальной коре. Известны скарновые месторождения в зонах континентального рифтогенеза в связи с трапповым магматизмом.

По составу исходных пород выделяют известковые, магнезиальные и силикатные скарны (табл. 3.5).

Таблица 3.5

Характеристика различных типов скарнов

Тип	Исходная порода	Парагенезис скарновых минералов
Известковый	Известняки	Гранат (гроссуляр-андрадит); пироксен (диопсид-геденбергит); амфибол, эпидот, хлорит, кальцит, кварц
Магнезиальный	Доломиты	То же, что известковые + форстерит, диопсид, шпинель, флогопит, серпентин
Силикатный	Алюмосиликатная порода	То же, что известковые + скаполит, альбит, цеолиты

По Д. С. Коржинскому, для скарнов, как продуктов метасоматизма, характерно зональное строение. Метасоматические колонки разнообразны и зависят от многих факторов, в т. ч. от типа метасоматизма (инфильтрационного или диффузионного) и состава исходных пород. Наиболее общая схема зональности, согласно Д. С. Коржинскому, может быть представлена следующим образом (стрелками показано направление разрастания зон от интрузивного контакта): интрузивная алюмосиликатная порода ← окоლოსкарновая эпидот-ортоклаз-пироксеновая зона ← пироксен-гранатовая зона ← преимущественно гранатовая зона → преимущественно пироксеновая (салитовая) зона → мраморизованный известняк.

Форма тел полезных ископаемых весьма сложная и разнообразная: пластообразная, обладающая наиболее крупными размерами: мощностью до 200 м при длине по простиранию в 2,0-2,5 км; линзовидная; жилообразная, образующая нередко сеть сложно ветвящихся тел; часто сложное сочетание отмеченных морфологических разновидностей. Форма тел полезных ископаемых и ареалов скарнов, а также их масштабы зависят от особенностей строения контактовой зоны: поверхности контакта интрузива, направления напластования (слоеватости) в окружающих породах, степени деформированности. Наиболее интенсивно скарнообразование происходит в

участках относительно пологого интрузивного контакта и секущего напластования в окружающих породах, где наиболее благоприятны условия для циркуляции флюидов (рис. 3.19).

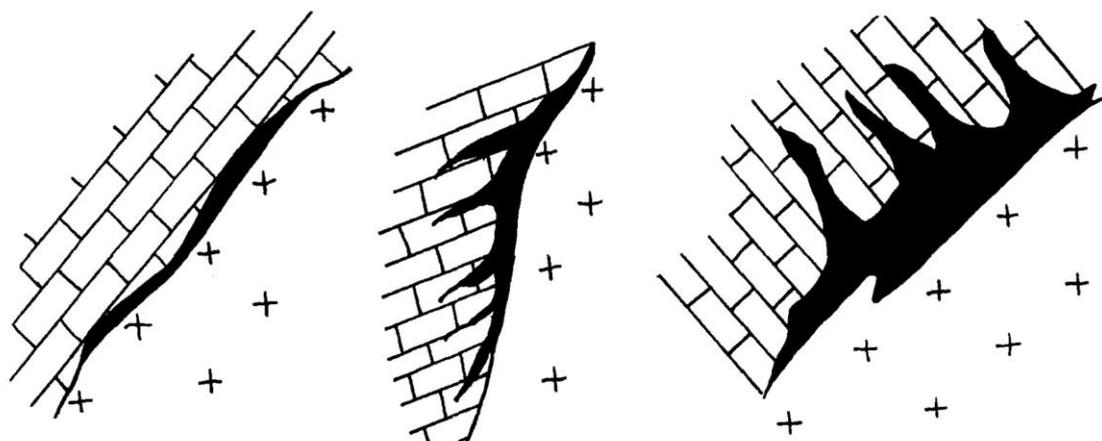


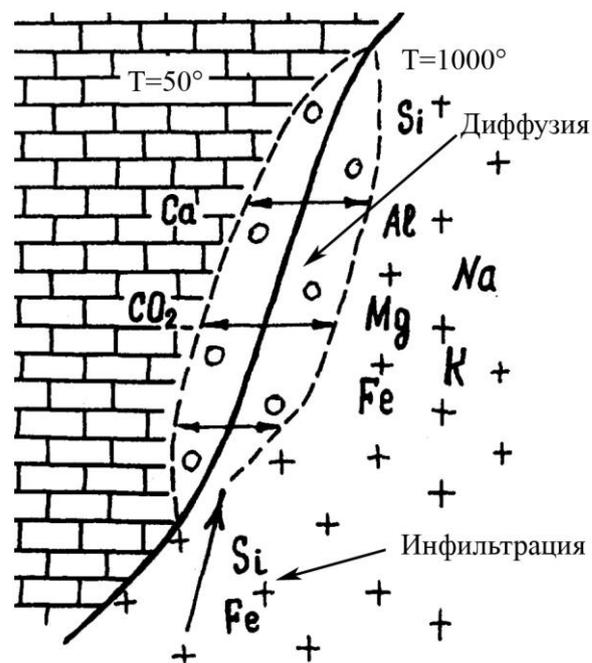
Рис. 3.19. Зависимость морфологии и масштабов рудных залежей скарновых месторождений от строения контактовой зоны (обозначения см. на рис. 3.18)

Известно три основные генетические модели формирования скарновых месторождений.

1. Инфильтрационно-диффузионная (классическая) концепция предложена Д. С. Коржинским и затем развита в работах В. А. Жарикова, Л. Н. Овчинникова и др.

Вначале Д. С. Коржинским была выдвинута идея о диффузионном или биметасоматическом происхождении скарнов. Предполагалось, что скарнообразование происходит в зоне контакта интродуированного расплава и вмещающей карбонатной породы. Значительный градиент температур и разница химических составов создавали условия резко неравновесной системы. Наличие первого раствора в контактовой зоне способствовало встречной диффузии элементов (рис. 3.20). Кремний, алюминий, железо и др., которыми обогащен расплав, перемещались в сторону карбонатных пород, где они отсутствовали. Кальций, наоборот, стремился в сторону расплава, где его содержание понижено. Встречная диффузия приводила к обменным реакциям – биметасоматозу, в результате чего формировались скарны. Различная подвижность элементов обуславливает зональное размещение минеральных парагенезов. Предполагается, что метасоматические зоны развиваются одновременно в обе стороны от контакта. При этом фронтальные зоны испытывают замещение со стороны тыловых зон.

Рис. 3.20. Инфильтрационно-диффузионная модель формирования скарновых месторождений (по Д. С. Коржинскому)



Состав минеральных зон определяется в основном инертными (алюминий, титан) и ограниченно подвижными (кальций, магний, железо, кремний) элементами. Относительная подвижность последних зависит от «кислотности растворов». Повышение кислотности обуславливает следующую последовательность понижения активности оснований: $Ca - Mg - Fe$. Вследствие этого во времени характерна смена кальциевых минералов последовательно магнийсодержащими и железосодержащими: волластонит ($Ca_3[Si_3O_9]$) \rightarrow диопсид ($Ca, Mg [Si_2O_6]$) \rightarrow салит \rightarrow геденбергит ($Ca, Fe [Si_2O_6]$) \rightarrow андрадит ($Ca_3Fe_2 [SiO_4]$).

Однако в дальнейшем проведенные расчеты баланса вещества показали, что для образования скарнов необходим значительный привнос извне ряда элементов, в частности кремния. Естественно предположить, что они привносились глубинными флюидами путем фильтрации в трещинных зонах. Дополнение инфильтрационной стадией диффузионной модели скарнообразования трансформировало ее в инфильтрационно-диффузионную концепцию.

Следует отметить, что Д. С. Коржинский считал, что преобладавшая масса скарнов развивается биметасоматически, а оруденелые участки связаны обычно с инфильтрационным процессом, В. А. Жариков склонен разделять скарны по механизму их образования на диффузионные и инфильтрационные (контактово-инфильтрационные). Среди последних различают: а) жильные контактово-инфильтрационные экзоскарны (редко эндоскарны), представленные трубообразными и жилообразными телами, и б) фронтальные контактово-инфильтрационные пластообразной формы, залегающие в кровле крупных гранитоидных массивов (рис. 3.21). Кроме того, выделяют автореакционные скарны, образующиеся при кальциевом метасоматизме базитов и ультрабазитов.

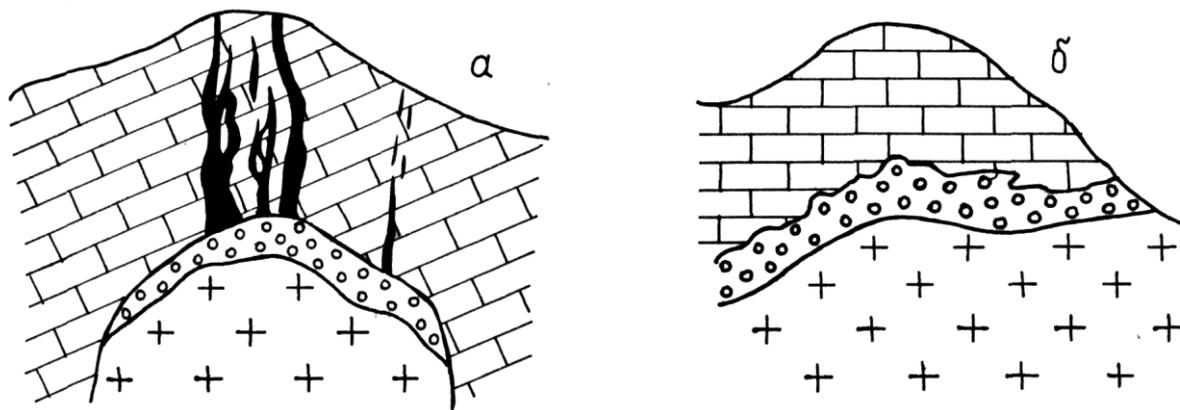


Рис. 3.21. Контактво-инфильтрационные жильные (а) и фронтальные (б) скарны (по В. А. Жарикову)

Условные обозначения см. на рис. 3.18

2. Стадийная концепция скарнообразования разработана П. П. Пилипенко в конце 30-х годов. Предполагается, что образование скарнов обусловлено поступлением растворов, состав которых с понижением температуры пульсационно менялся. П. П. Пилипенко выделяет шесть фаз (стадий) скарнообразования: 1) кремниевую (800-750 °С) – привнос растворами кремния, образование диопсидовых скарнов; 2) алюмосиликатную – привнос кремния и алюминия, формирование гранатовых скарнов; 3) галоидную – привнос хлора, накопление скаполита; 4) железного метасоматизма – образование высокожелезистых алюмосиликатов (геденбергита, андрадита) и магнетита (все перечисленные стадии ведут к формированию «сухих» скарнов, состоящих из минералов, не содержащих воду) 5) флюидно-водная (400 °С) – с привнесом воды, углекислоты, хлора с образованием «водных» скарнов, сложенных гидросиликатами; амфиболами, эпидотом, хлоритом; 6) сульфидная – привнос сероводорода, накопление сульфидов. Принципиально пульсационное поступление скарнирующих растворов не отличается от инфильтрационного этапа, выделяемого в инфильтрационно-диффузионной концепции.

3. Представление о полигенном происхождении скарновых месторождений впервые было высказано И. В. Дербиковым в конце 50-х годов для железорудных объектов юга Западной Сибири. Он предполагал, что первично скарновые железорудные месторождения имели вулканогенно-осадочное происхождение. Более позднее внедрение интрузий приводило к скарнированию вмещающих пород и преобразованию первичных рудных залежей.

Оснований для этого достаточно: постоянное присутствие в разрезах вулканогенно-осадочных пород; пластообразная форма рудных залежей и в целом конформное с напластованием залегание (рис. 3.22); наличие на значительных расстояниях от интрузива прослоев руд, не затронутых скарнированием; постоянное присутствие полосчатых – реликтовых слоистых и

ритмично-слоистых текстур (рис. 3.23). Более того, в последние годы высказаны предположения о полигенном происхождении и других скарновых месторождениях: меди, молибдена, вольфрама и др.

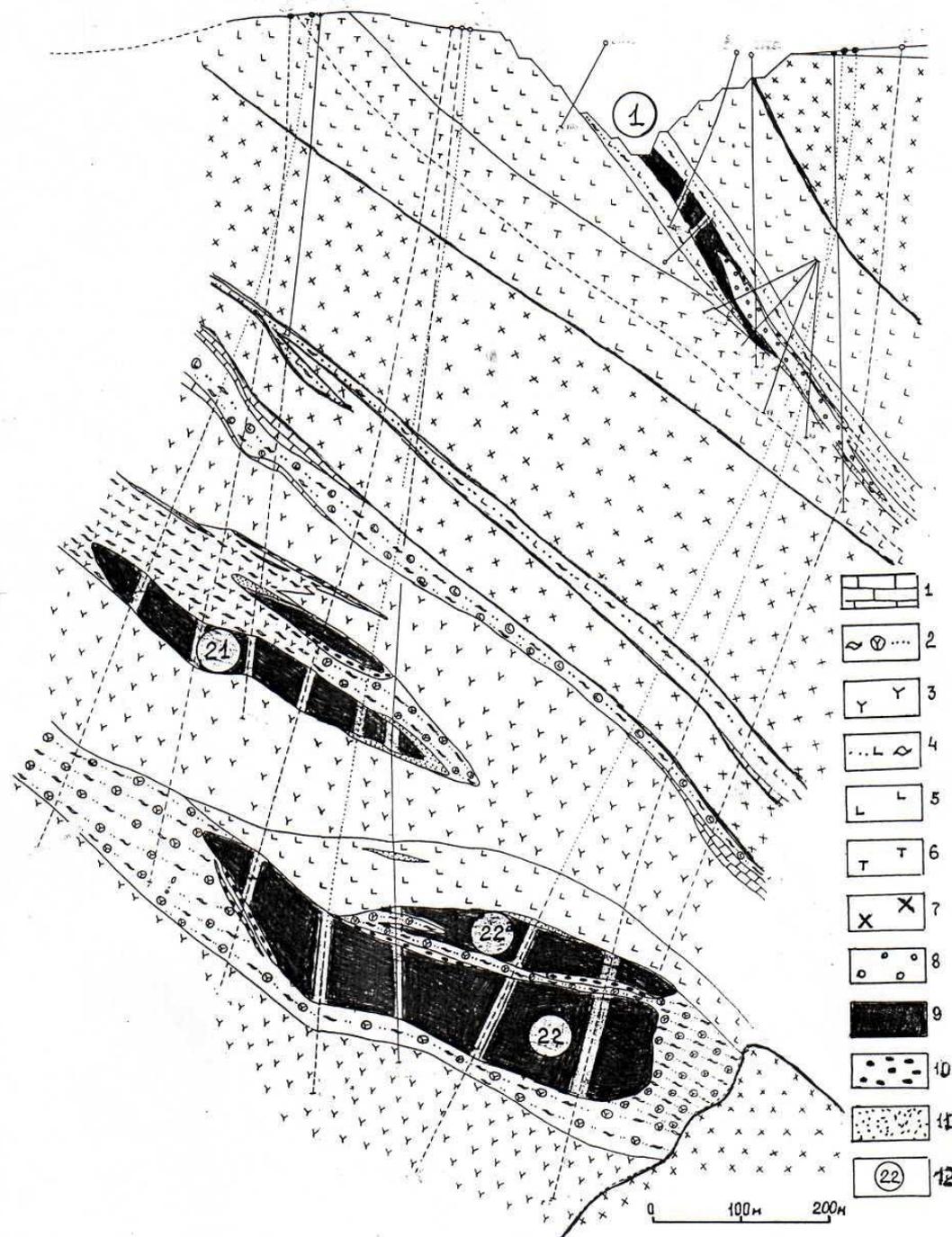
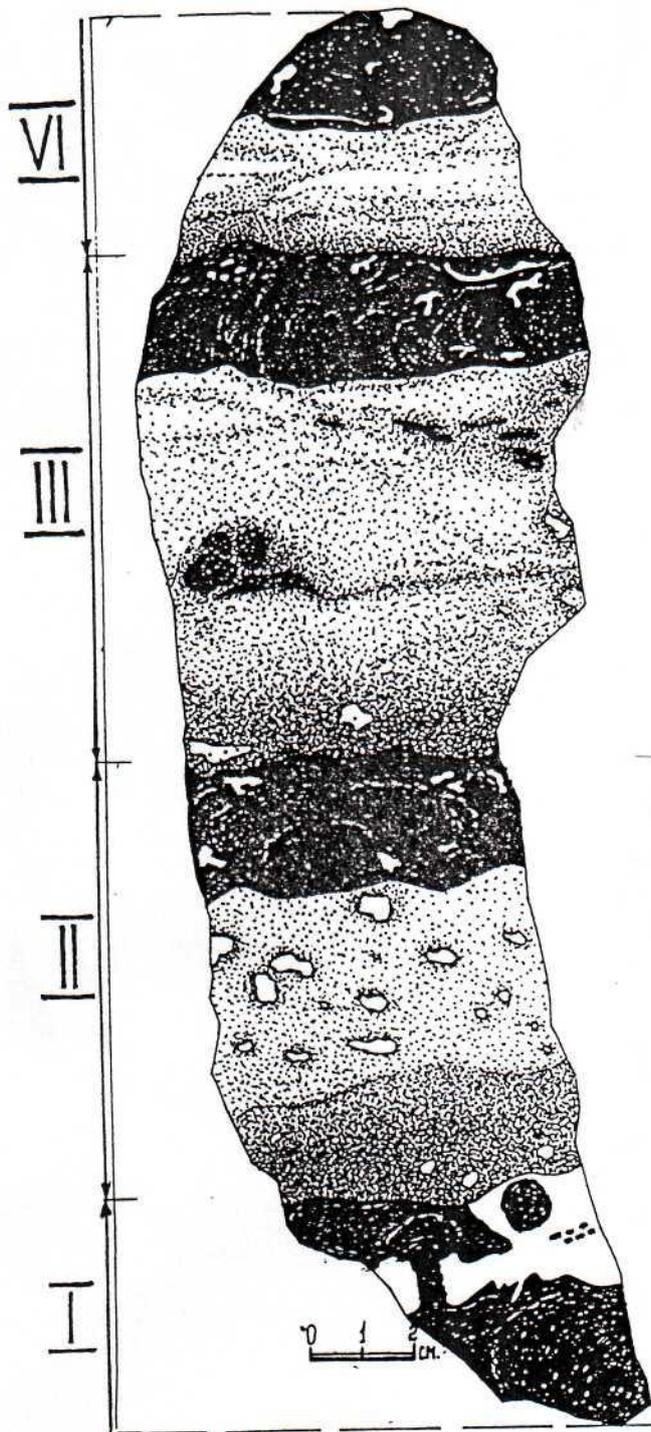


Рис. 3.22. Геологический разрез Естюнинского железорудного месторождения:

1 – мраморизованный известняк; 2 – полосчатые кварц-амфибол-пироксен-плагиоклазовые породы по тефроидам и гиалокластитам кислого состава; 3 – те же метаморфиты по лавам кислого состава; 4 – полосчатые эпидот-пироксен-плагиоклазовые породы по вулканокластитам основного состава; 5 – те же метаморфиты по лавам основного состава; 6 – биотит-амфибол-калишпат-плагиоклазовые породы по лавам андезит-трахитов; 7 – диориты и сиенито-диориты; 8 – скарны эпидот-гранат-пироксен-плагиоклазовые; 9 – магнетитовые руды; 10 – бедные вкрапленные руды; 11 – оруденелые породы (Fe - 10-16%); 12 – номера рудных тел

Б



А

Рис. 3.23. Слоистые (А – Естюнинское) и ритмично-слоистые руды (Б – Гороблагодатское, зарисовка А. Ж. Кузнецова) железорудных месторождений Урала

В образце Б выделяют четыре двухслоевых ритма: темное – массивная магнетитовая руда, светлое – мелкообломочные метавулканокластиты

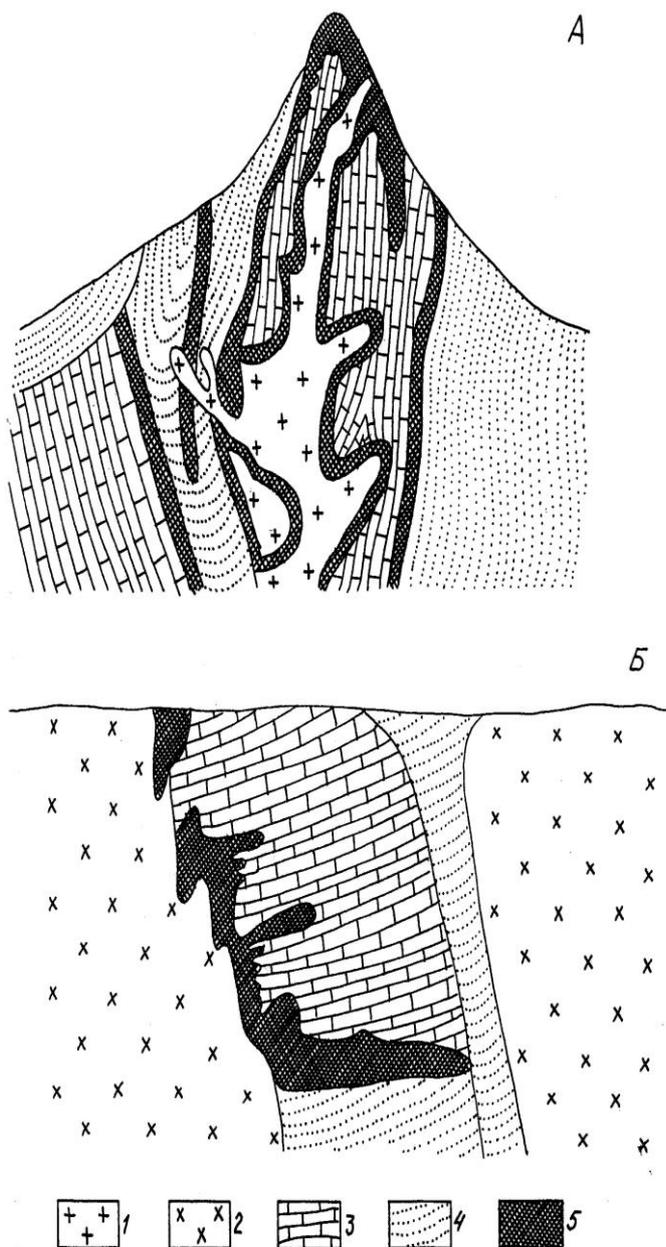
Полезные ископаемые скарновых месторождений весьма разнообразны. Среди них известны руды практически всех металлов, за исключением, вероятно, хрома, ртути, сурьмы. Наиболее весомыми являются железорудная, меднорудная, полиметаллическая, молибденовая и вольфрамовая рудные формации (табл. 3.6).

Геологические разрезы некоторых типичных месторождений приведены на рис.3.24.

Рис. 3.24. Схематические геологические разрезы скарновых месторождений:

А – Тырнаузского вольфрам-молибденового (по А. В. Пэку);
Б – Фроловского - медные Турьинские рудники (по Я. П. Баклаеву):

1 – граниты; 2 – диориты;
3 – известняки; 4 – вулканогенно-осадочные породы; 5 – скарны с рудной минерализацией



Среди скарновых месторождений выделяются также: Ольховское золоторудное в Западной Сибири; оловорудные – Майхура в Средней Азии, Питкяранта и Кителя в Карелии; графита (Ботогольское в Саянах); флогопита на Алдане; хризотил-асбеста (Аспагашское в Западной Сибири); ювелирных рубинов и сапфиров в Бирме.

Таблица 3.6

Основные рудные формации скарновых месторождений

Рудная формация	Ассоциация минералов и элементов	Текстуры	Вмещающие породы	Форма рудных тел	Геотектоническая позиция	Примеры месторождений
1	2	3	4	5	6	7
Железорудная	Магнетит (гематит, сульфиды) Fe ~ 45 %, S до 3 – 4 %, нередко промышленные концентрации Co	Полосчатая (реликтовая, слоистая), пятнистая, массивная	Скарны: известковые, магнезиальные, альбит-скаполитовые (силикатные)	Пластообразные залежи длиной по простиранию до нескольких километров, по падению многие сотни метров, мощностью десятки, первые сотни метров	Контактные зоны интрузий плагиогранит-сиенитовой формации островодужных поясов	Песчанское, Гороблагодатское, Высокогорское, Естюнинское, Магнитогорское (Урал) Соколово-Сарбайские (Казахстан), Таштагольское, Абаканское (Зап. Сибирь); Дашкесанское (Кавказ)
Медная	Халькопирит (пирротин, магнетит, пирит, борнит), Cu, Fe, Au, нередко Co	Вкрапленная, гнездовая, прожилковая	Известковые скарны, эпидозиты	Линзо-пластообразные залежи, жилообразные ветвящиеся тела и трубообразные	То же, что и для железорудных; интрузии часто диоритового, гранодиоритового составов	Саякское (Казахстан, к северу от оз. Балхаш), Турьинская группа (Фроловское), Гумешевское на Урале, Клифтон (США)
Полиметаллическая (свинцово-цинковая)	Галенит, сфалерит (пирротин, пирит, ильваит, халькопирит), Pb, Zn, часто Bi, Cd, Au, Ag	Гнездовая, вкрапленная, прожилковая, полосчатая, колломорфная, редко массивная	Известковые скарны; для приморских месторождений характерны сферолиты геденбергита; аксинит	Линзо-пластообразные залежи, жилообразные ветвящиеся тела и трубообразные	Контактные зоны малых интрузий гранитоидов островодужных поясов	Дальнегорское рудное поле в Приморье, Кансай, Алтын-Топкан (Ср. Азия)

1	2	3	4	5	6	7
Вольфрамовая	Шеелит (молибденит, вольфрамит, сульфиды), W, Mo, Cu, Bi, Au, Ag, Zn	Вкрапленная, гнездовая	Известковые пироксен-гранатовые скарны, роговики	Линзо-пластообразные залежи, жилообразные ветвящиеся тела и трубообразные	Контактные зоны малых интрузий гранитоидов островодужных поясов	Восток II (Приморье); Ингичке, Чорух-Дайрон (Ср. Азия); Санг-Донг (Корея), Пайн-Крик (США)
Молибденовая	Молибденит (шеелит, сульфиды), Mo, W, Cu, Bi, Te, Au, Ag	Вкрапленная, гнездовая, прожилковая	Известковые пироксен-гранатовые скарны, роговики	То же, седловидные залежи, иногда штокверки	Контактные зоны малых интрузий гранитоидов островодужных поясов	Тырныауз (Кавказ), Каратас I (Казахстан)
Борная	Людвигит, котоит, суанит (магнетит), В, Sn, Fe	Вкрапленная гнездовая, прожилковая	Магнезиальные скарны	Пласто-линзообразные, гнезда, жилы	Габбровые интрузии зон континентального рифтогенеза	Наледное (Якутия)
	Датолит, данбурит, В, Sn, Cu, Pb – Zn		Известковые скарны	Линзы, пластообразные тела	Контактные зоны малых интрузий гранитоидов островодужных поясов	Дальнегорское (Приморье)

3.3.1.4. Класс порфировых месторождений

В качестве самостоятельного генетического класса порфировые месторождения начали выделять недавно. Однако в качестве промышленных месторождений они издавна привлекали внимание, так как, обладая крупными запасами металлов, имея штокверковую форму и залегая вблизи поверхности, позволяют вести рентабельную разработку открытым способом.

Характерными признаками месторождений этого класса являются:

- связь этих месторождений с вулканоплутоническими комплексами латитовой серии островных дуг и активных окраин континентов;
- формирование между вулканическими аппаратами (стратовулканами) и питающими их промежуточными магматическими очагами на глубинах от 300 до 2000 м;
- кристаллизация расплава из промежуточного очага приводит к образованию малых интрузий и субвулканических тел обычно порфировой структуры (отсюда название порфировых месторождений), связанных с вулканическими постройками брекчиевидной трубкой;
- штокверковая форма рудных тел, имеющих значительные размеры: сотни метров, первые километры в поперечном сечении. Наряду со штокверковой минерализацией на ряде месторождений присутствует значительное количество жил (Чукикамата, Каджаран);
- интенсивные метасоматические изменения: кварцевое «ядро», калишпат-биотитовые и серицит-кварцевые (филлизиты) породы, аргиллизиты и пропилиты, имеющие зональное распределение (рис. 3.25).

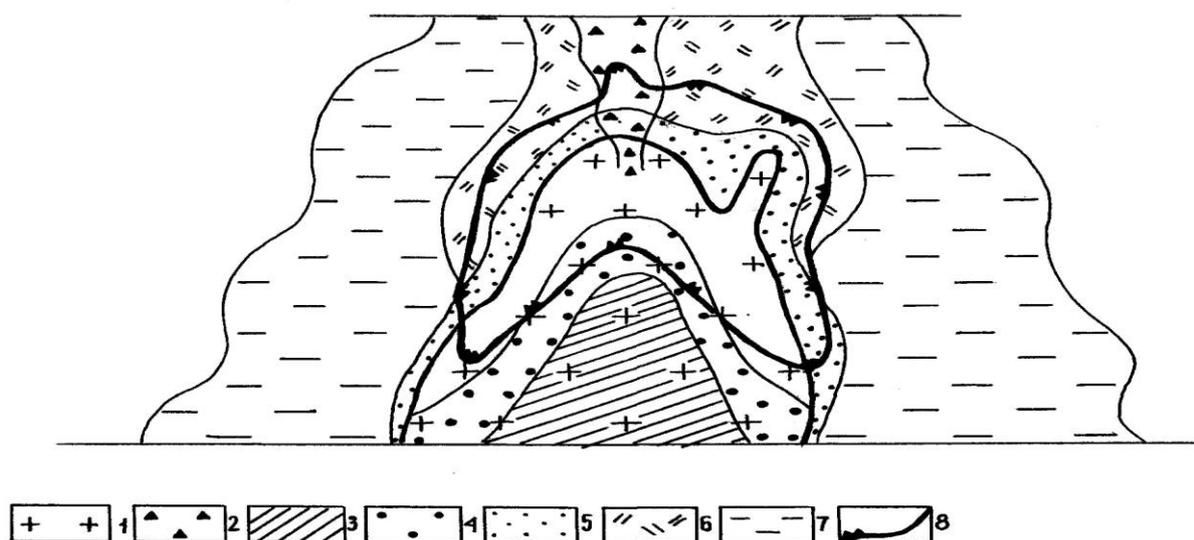


Рис. 3.25. Модель медно-порфирового месторождения (по А. И. Кривцову):

- 1 – рудоносный порфировый интрузив; 2 – брекчиевая трубка; 3 – кварцевое «ядро»; 4 – зона калишпатизации и биотитизации; 5 – зона окварцевания и серицитизации; 6 – зона аргиллизации; 7 – пропилитизированные породы интрузивной рамы; 8 – контуры промышленных руд

В формировании месторождений выделяют несколько этапов (рис. 3.26):

I этап – внедрение из промежуточного очага в жерловину вулкана расплава, кристаллизация которого приводит к образованию малых интрузий, субвулканических тел порфирированного облика и взрывчатых брекчий.

II этап – формирование гидротермальной системы в апикальных частях сформированной субвулканической структуры. Источники флюидов и рудного вещества проблематичны. Сторонники ортомагматической концепции предлагают их ювенильное происхождение, т. е. поступление флюидов и рудного вещества из магматических расплавов при их кристаллизации. Конвективная модель отводит интрузиям роль источников тепла для циркуляции метеорных вод, выщелачивающих рудные компоненты из вмещающих пород. Многие исследователи предлагают комбинированную модель, полагая, что в рудообразовании участвуют как метеорные растворы, так и ювенильные флюиды.

III этап – формирование зонального ореола гидротермально-метасоматических изменений и штокверка рудной минерализации. Минералообразование происходило как из газообразных флюидов (на ранних стадиях до температуры 430-380 °С), так и из жидких растворов. Наиболее ранние калишпат-биотитовые метасоматиты формировались при температурах 730-400 °С, наиболее поздние безрудные прожилки – при 200-50 °С. Состав растворов менялся от щелочно-хлоридных до щелочно-хлоридно-углекислых. Ранние растворы были щелочными, по мере снижения температуры возрастала кислотность. Рудоотложение происходило при температурах 420-220 °С. Пространственно и генетически оно преимущественно связано с филлизитовой зоной гидротермально-метасоматических изменений.

IV этап – развитие системы сбросов в надапикальной части промежуточного очага, рассекающих рудоконтролирующую структуру. Образование сбросов обусловлено уменьшением объема интрузий при кристаллизации, оттоком расплава в связи с вулканической деятельностью, региональными напряжениями. Остаточные рудоносные флюиды, поднимаясь по разломам на более высокие уровни, формируют жильные рудные тела. Интенсивность проявления этого этапа в образовании порфирированных месторождений может быть различной.

Порфирированные месторождения – это прежде всего месторождения меди и молибдена. Крупные месторождения этого типа (рис. 3.27) находятся в Чили (Чукикамата, Эль-Сальвадор, Эль-Тениенте), США (Кляймекс, Бингем), Монголии (Эрденеттуин-Обо), Закавказье (Каджаран), Казахстане (Коунрад, Бошекуль), Узбекистане (Алмалык).

В России это Сорское месторождение (Кузнецкий Алатау), Песчанка (Чукотка) мелкие объекты на Урале (Салаватское, Баталинское и др.). По соотношению меди и молибдена в зависимости от геотектонической позиции выделяют три рудные формации: золото-медно-порфирированную, молибден-меднопорфирированную, медно-молибден-порфирированную (табл. 3.7).

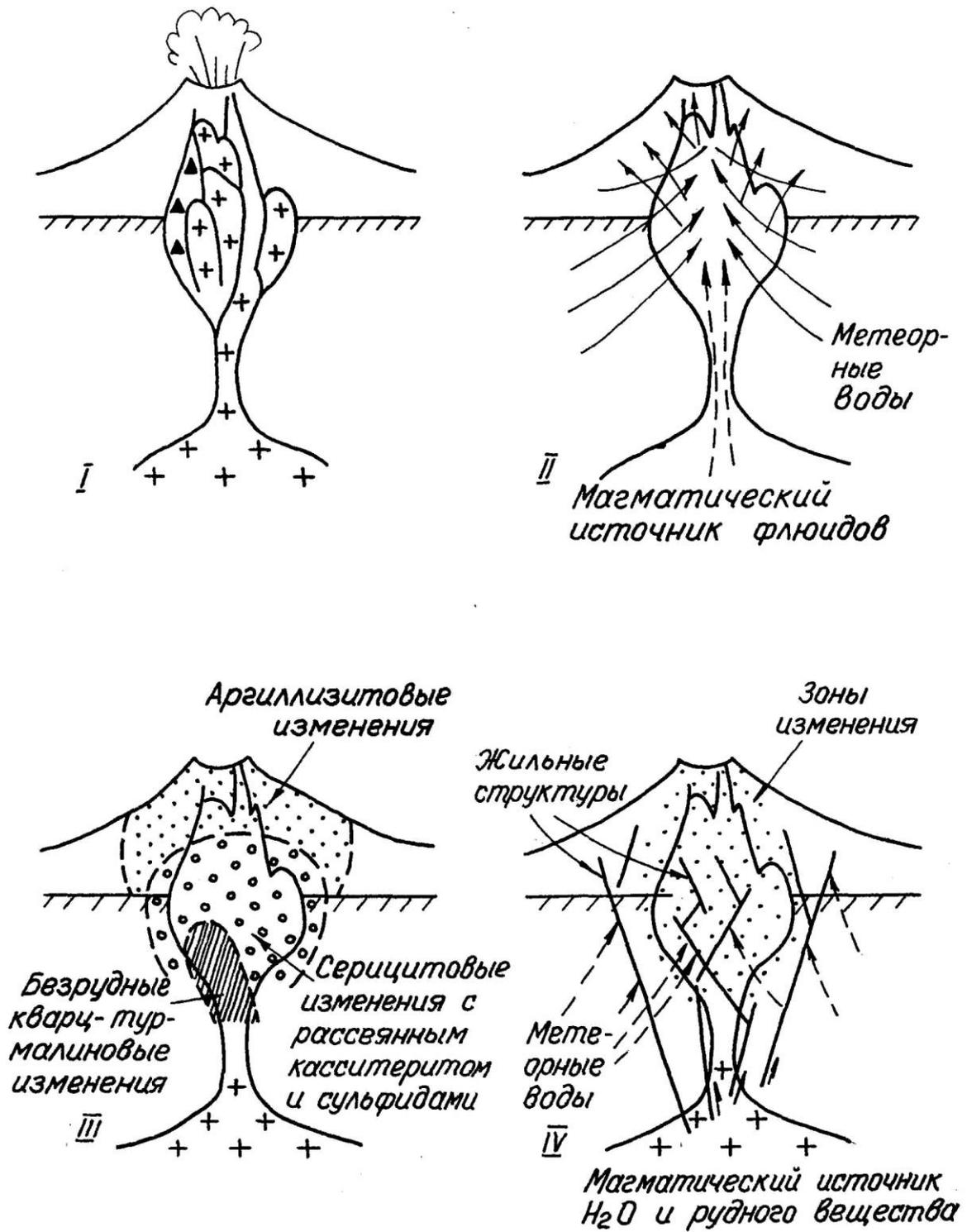


Рис. 3.26. Генетическая модель порфирового месторождения (по Д. Гранту и др.)

Пояснения в тексте

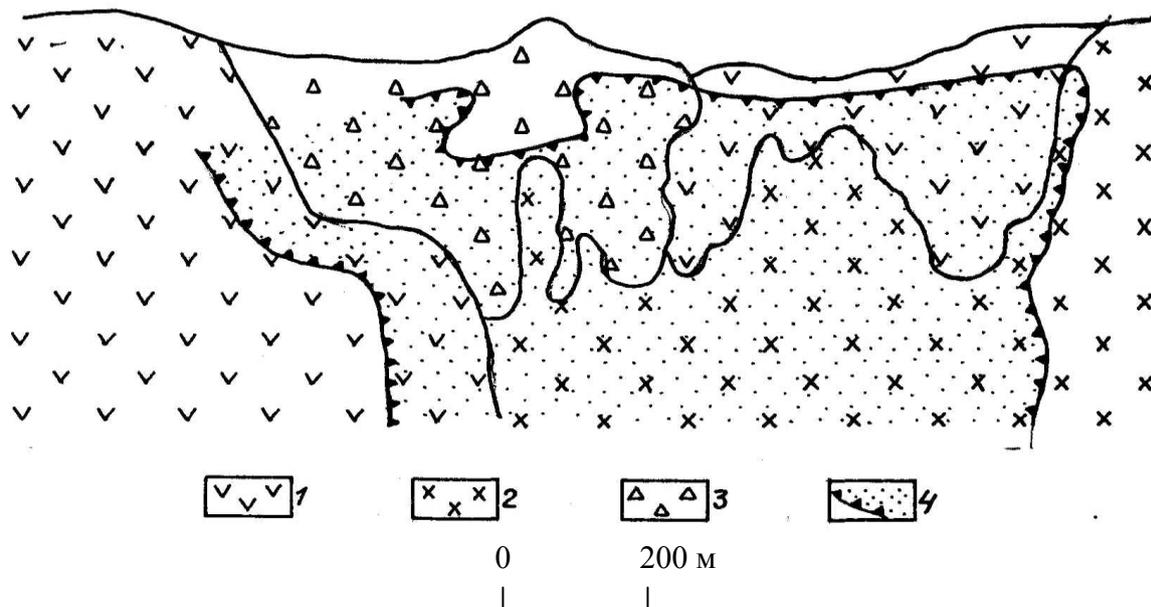


Рис. 3.27. Схематический геологический разрез месторождения Эль-Тениенте (по Ф. Камусу):

1 – андезиты основания разреза формации Фаральонес; 2 – кварцевые диориты; 3 – брекчия трубки Браден; 4 – рудное тело

Таблица 3.7

Рудные формации семейства медно-молибден-порфировых месторождений (по А. И. Кривцову, И. Г. Павловой и др.)

Признаки	Формации		
	Au-Cu-порфировая	Mo-Cu-порфировая	Cu-Mo-порфировая
Геотектоническая позиция	Островные дуги на океанической коре	Островные дуги на континентальной коре и активные окраины платформ	Зоны континентального рифтогенеза
Магматическая формация	Плагиигранитовая натровая	Габбро-диорит-гранодиоритовая калиево-натриевая	Диорит-гранодиоритовая-монцитонитовая натриево-калиевая
Отношение содержания меди к молибдену	>200	≥50	≤20-10
Ведущие примеси	Au, Pt, Co	Au, Re, Se, Te, Ag	Bi, W
Примеры месторождений	Салаватское	Чукикамата, Коунрад	Кляймакс, Каджаран

Круг рудных формаций порфирового класса, вероятно, будет расширяться. Р. Силлитоу (1975) ввёл термин «олово-порфировые месторождения». Он показал, что ряд оловорудных месторождений Боливии

(Потоси, Лялягуа и др.), относимых ранее к гидротермальным вулканогенным, обладают рядом черт, характерных для порфировых. Е. М. Радионов относит к олово-порфировым ряд месторождений Сихотэ-Алиня: Звёздное, Ледяное, Янтарное.

3.3.1.5. Класс жильных месторождений

Данный класс объединяет весьма разнообразные по составу месторождения полезных ископаемых, имеющих в то же время свои, отличительные от других классов особенности геологического строения:

1. Жильные гидротермальные плутоногенные месторождения образуются в пределах островных дуг на континентальной коре, активных окраин континентов и коллизионных зон.

2. Месторождения ассоциируют с гранитоидами, расплав которых наиболее газо- и водонасыщен, располагаясь обычно на удалении от плутонов, чем отличаются от альбитито-грейзеновых, скарновых, порфировых.

3. Характерен контроль разрывными нарушениями, зонами дробления, трещиноватости, реже отслоениями в складчатых структурах. Одни и те же руды могут залегать в различных породах, занимая по отношению к напластованию секущее положение.

4. Форма тел жильная, хотя и не исключена более сложная в связи с метасоматическими замещениями.

5. Типична ассоциация рудных минералов с кварцем и карбонатом. Характерно присутствие пирита, халькопирита, арсенопирита, сфалерита, галенита во всех рудных формациях данного класса.

6. Рудные тела, как правило, сопровождаются относительно маломощной оторочкой околожильных гидротермально-метасоматических изменений, в отличие от других гидротермальных плутоногенных месторождений, рудные тела которых залегают в едином ареале изменённых пород: альбититах, грейзенах, скарнах и пр.

Ортомагматическая концепция предполагает, что жильные гидротермальные месторождения формируются путём отложения рудного вещества в трещинах из восходящих рудоносных гидротермальных растворов, генерирующихся при кристаллизации гранитоидов.

Закономерности в распределении руд разного состава по мере удаления от плутонов объясняются по-разному.

Согласно эволюционной концепции (В. Эммонс), рудоносные гидротермальные растворы, отделившись от материнской интрузии и двигаясь вверх, последовательно осаждают рудные компоненты по мере снижения температуры и давления. Более высокотемпературные ассоциации (W, Sn) залегают ближе к интрузии, более низкотемпературные (Hg, Sb) – в отдалённых зонах. В. Эммонсом выделено 16 зон минерализации (от интрузива к периферии):

безрудная (кварцевые жилы);

оловянная (касситеритовые жилы с кварцем и др.);

вольфрамовая (жилы с вольфрамитом, арсенопиритом);

висмутовая (висмутин, кварц, пирит);
мышьяковая (арсенопирит, халькопирит);
золото-сульфидная (кварцевые жилы с золотом и сульфидами);
медная (халькопирит, пирит, пирротин);
медная (халькопирит, энаргит, блёклые руды);
цинковая (сфалерит с галенитом и халькопиритом);
свинцовая (галенит, сфалерит);
серебряная (аргентит, сульфосоли серебра);
безрудная (кварц, карбонаты);
золото-серебряная (сульфосоли, сульфиды, теллуриды);
сурьмяная (антимонит, иногда галенит, золото);
ртутная (киноварь);
безрудная (халцедон, барит).

Сторонники пульсационной концепции (С. С. Смирнов) полагают, что рудоносные растворы выделяются отдельными вспышками, имеют пульсационный характер. Каждая пульсация характеризуется изменяющимся составом растворов. В случае длительного периода формирования месторождения возможно образование жил разного состава и возраста. Это позволяет выделить стадии минерализации, число которых может достигать пяти-семи и более.

Полезные ископаемые жильных гидротермальных плутогенных месторождений чрезвычайно разнообразны (схематические разрезы некоторых месторождений приведены на рис. 3.28). Это руды золота, олова, вольфрама, молибдена, меди, свинца, цинка, кобальта, никеля, урана, висмута, горного хрусталя, самоцветов и пр.

Среди рудных формаций выделяют два семейства – кварцевых и сульфидных жил. Краткая характеристика основных рудных формаций жильных гидротермальных месторождений приведена в табл. 3.8.

В кварцевых жилах преобладают рудные (жильные) минералы: кварц, карбонат, полевой шпат, барит; в сульфидных жилах – сульфиды, арсениды, а нерудные минералы присутствуют в подчиненном количестве.

Отделение флюидов из магматического расплава начинается при его кристаллизации, начальная температура которой составляет для гранитоидов 800-700 °С. При температуре свыше 374 °С (критической) вода находится в парообразном состоянии. Критическая температура воды повышается в зависимости от растворённых в ней минеральных веществ и может достигать 680-840 °С. Экспериментально установлена растворимость металлов в паре и возможность их транспортировки. При температурах ниже критической флюиды находятся в гидротермальном состоянии. Отсюда нередко выделяют группы месторождений: гидротермальные (гидор - вода), пневматолитовые (пневматос – газ, ветер) и смешанные гидротермально-пневматолитовые. Однако агрегатное состояние флюидов, переносящих рудное вещество, выявить достаточно достоверно весьма затруднительно.

Транспортировка вещества в зависимости от элемента, вероятно, может происходить различными способами: в истинных растворах (ртуть, мышьяк,

сурьма); в коллоидных растворах; в легкорастворимых соединениях простых ионных растворов (хлориды и фториды); в легкорастворимых соединениях комплексно-ионно-молекулярных растворов. Гидротермальный раствор содержит 3 – 50 % растворенного вещества (Na, K, Ca, Cl, F и др.).

Причинами движения рудоносных растворов являются: 1) наличие градиента напора между источником и зоной разгрузки; 2) выжимание вверх поровых флюидов; 3) осмотическое давление; 4) конвенция; 5) погружение плотных концентрированных и подъем более легких; 6) восходящий поток возникает при выделении флюидов пересыщающейся ими остывающей магмой (Кривцов, Макеева, 1986).

Отложение вещества происходит обычно при температурах 400-200 °С. Давление при этом не превышает 1000 бар. Оптимальными глубинами являются верхние 3 км литосферы. Основными причинами отложения являются (по В. И. Смирнову): 1) обменные реакции веществ, находящихся в растворе; 2) обменные реакции веществ при смешении растворов; 3) обменные реакции между растворами и боковыми породами; 4) изменение рН и Eh среды; 5) коагуляция растворов; 6) фильтрационный эффект, т. е. повышение концентрации растворённых веществ в растворе при его просачивании через полупроницаемые горные породы; 7) сорбция; 8) воздействие естественных электрических полей; 9) изменение РТ-условий гидротермальной системы. Деятельность рудообразующей гидротермальной системы и отложение руд жильных месторождений происходят на глубинах 1-5 км, ниже которых проницаемость горных пород, вероятно, не способствует рудоотложению.

Следует отметить, что некоторые исследователи не исключают возможности участия в формировании жильных гидротермальных месторождений мантийных флюидных потоков (трансмагматические или сквозьмагматические растворы).

Конвективная модель основана на результатах изотопных исследований газовой-жидкой включений в минералах многих жильных месторождений. Они указывают на участие в рудогенезе метеорных вод. Конвективная циркуляция их, обусловленная нагревом интродуцированных расплавов, приводила к выщелачиванию рудного вещества из вмещающих пород и переотложению его в трещинах, пустотах.

Многие исследователи придерживаются точки зрения о комбинированном способе формирования жильных месторождений, учитывающем ювенильные источники вещества и флюидов и вовлекаемые в рудообразующий процесс метеорные воды.

3.3.2. Группа гидротермальных вулканогенных месторождений

3.3.2.1. Общие сведения

Вулканизм как геологическое явление сочетает в себе черты эндогенных и экзогенных процессов, что получает отражение и в продуктах рудообразования. Соответственно вулканогенные рудообразующие процессы

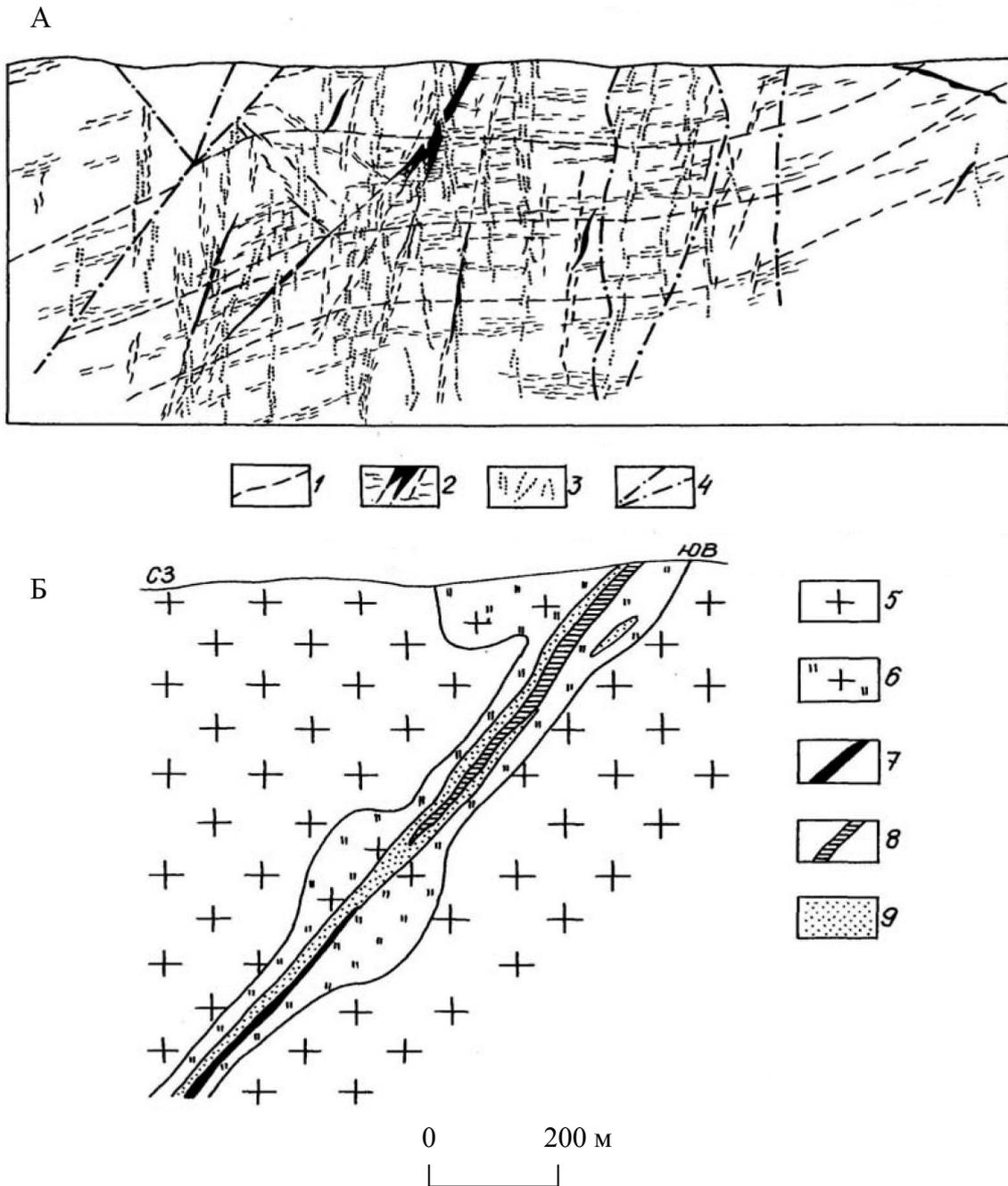


Рис. 3.28. Схематические геологические разрезы жильных гидротермальных плутогенных месторождений: А – золоторудного месторождения Мурунтау (по С. Н. Шеру); Б – меднорудного месторождения Чатыркульского (по материалам ГРП):

1 – границы пачек с различными соотношениями филлитовидных сланцев и алевролитов; 2 – кварцевые жилы и прожилки; 3 – кварц-сульфидные прожилки; 4 – тектонические нарушения; 5 – биотитовые граниты; 6 – гидротермально изменённые породы; 7 – кварц-магнетит-халькопиритовые руды; 8 – кварц-кальцит-халькопиритовые руды; 9 – прожилково-вкрапленные руды

Таблица 3.8

Главные рудные формации жильных гидротермальных плутогенных месторождений

Рудная формация	Минеральный состав руд	Околорудные изменения	Текстура	Примеры месторождений	
1	2	3	4	5	
Кварцевые жилы					
1. Золоторудные	1.1. Золото-кварцевая	Золото, кварц	Кварц-микроклиновые	Вкрапленная, гнездовая, прожилковая	Наталка (Магаданская обл.), Мурунтау (Узбекистан), Бендиго (Австралия), Колар (Индия)
	1.2. Золото-пирит-кварцевая	Золото, пирит, кварц (галенит, блеклые руды)	Березитизация, лиственитизация		Березовское (Урал), Степняк (Казахстан), Дарасун (Забайкалье), Лебединское (Алдан)
	1.3. Золото-арсенопирит-кварцевая	Золото, арсенопирит, кварц	Биотит-актинолит-турмалиновые «табашки»		Кочкарское (Урал), Советский рудник (Енисейский кряж), рудник Коммунар (Кузнецкий Алатау)
	2. Касситерит-кварцевая	Касситерит, кварц (сульфиды меди, иногда вольфрамит)	Окварцевание, хлоритизация, турмалинизация		Депутатское, Эге-Хоя (Якутия), Ононское, Ималка (Забайкалье), Маучи (Бирма), Панаскуейра (Португалия)
3. Молибденит-кварцевая	Молибденит, вольфрамит, кварц	Калишпатизация, серицитизация, окварцевание, аргиллизация	Шахматинское (Забайкалье), Умальтинское (Дальний Восток), Квеста I (США)		
4. Энаргит (халькопирит-кварцевая)	Халькопирит, энаргит, кварц (борнит, халькозин, пирит)	Аргиллизация, окварцевание, серицитизация	Кафанское (Кавказ), Чатыркульское (Казахстан), Бьютт (США), Россен (Болгария)		
Сульфидные жилы					
1. Полиметаллическая (свинцово-цинковая)	Галенит, сфалерит (халькопирит, пирит, арсенопирит, магнетит)	Окварцевание, серицитизация, хлоритизация, карбонатизация	Массивная, брекчиевая, кокардовая, пятнистая	Садон, Згид (Сев. Кавказ), Нерчинское (Забайкалье), Фрайберг (Германия), Родопы (Болгария)	

1	2	3	4	5
2. Пятиэлементная (Co, Ni, Bi, Ag, U) и близкие к ней арсенопирит-глаукодот-кобальтиновая, шмальтин-хлоантит-никелиновая и др.	Шмальтин, хлоантит, никелин, уранинит, серебро, аргентит, висмутин	Аргиллизация, хлоритизация, карбонатизация		Кобальт (Канада), Бу-Аззер (Марокко), Рудные горы (Чехия), Хову-Аксы (Тува)
3. Сульфидно-касситеритовая	Касситерит, пирротин, халькопирит, галенит, сфалерит, станнин	Окварцевание, турмалинизация		Хапчаранга (Забайкалье), Фестивальное, Перевальное (Дальний Восток)

могут обладать общностью характеристик с плутоногенными. Руды таких месторождений отлагаются внутри вулканогенных толщ. Эти месторождения получили название вулканогенных гидротермально-метасоматических или субвулканических. Месторождения, где отложение руд происходит в субмаринной обстановке на дне водных бассейнов, называют вулканогенными гидротермально-осадочными (Кривцов, Макеева, 1986).

Источники рудного вещества. Существуют три основные точки зрения на источники рудного вещества.

1. Рудное вещество мобилизуется из магматических расплавов, питающих вулканы, в связи с их дифференциацией и контаминацией на мантийно-коровом уровне (отомагматическая модель). Эти представления господствовали до 80-х годов XX века. Основным доводом сторонников данной точки зрения является четко выраженная металлогеническая специализация вулканогенных комплексов.

2. Сторонники концепции внемагматических источников рудного вещества, а в последние годы число их прогрессивно увеличивается, предполагают, что заимствование рудных элементов происходит из окружающих вулканогенных пород. Однако конкретные участки выноса и обстановка мобилизации вещества определяются неоднозначно. Наиболее широко, особенно за рубежом (Е. Т. Спунер, Х. Омото и др.), развито представление о выщелачивании рудных элементов в связи с конвективной циркуляцией морской воды через толщи вулканогенных образований (рециклинговая модель). Ориентировочные расчеты, проведенные А. И. Кривцовым, подтверждают реальность такого предположения.

Предполагается, что морская вода, захороненная в вулканических депрессиях совместно с раскаленным вулканическим материалом, разогревается, становится химически агрессивной, что приводит к гидротермальным преобразованиям и выщелачиванию рудного вещества. Выжимание минерализованных вод при литификации обломочного материала и инфильтрационном водообмене ведет к образованию в местах их выхода на дне депрессий гидротермально-осадочных руд.

Гидротермальные вулканогенные месторождения формируются преимущественно в обстановках островных дуг и активных окраин платформ, а также зонах континентального и океанического рифтогенеза. Характерной особенностью этой группы месторождений является присутствие в разрезе субвулканических, эффузивных, вулканокластических и вулканосадочных пород.

3.3.2.2. Субвулканический класс

Гидротермальные субвулканические месторождения характеризуются: а) жильной формой рудных тел; жилы относительно небольших (длина до первых сотен метров) размеров, но многочисленны; реже штокверки, гнезда, иногда пластообразные залежи; б) приуроченностью рудных тел к трещинам в апикальных частях экструзивно-субвулканических куполов, жерловинам вулканов и трубообразным зонам эксплозивных брекчий; в) секущим залеганием рудных тел и ореолов окolorудных изменений по отношению к границам пород (рис. 3.32, А); г) обычно многообразным парагенезисом минералов тонкозернистой структуры.

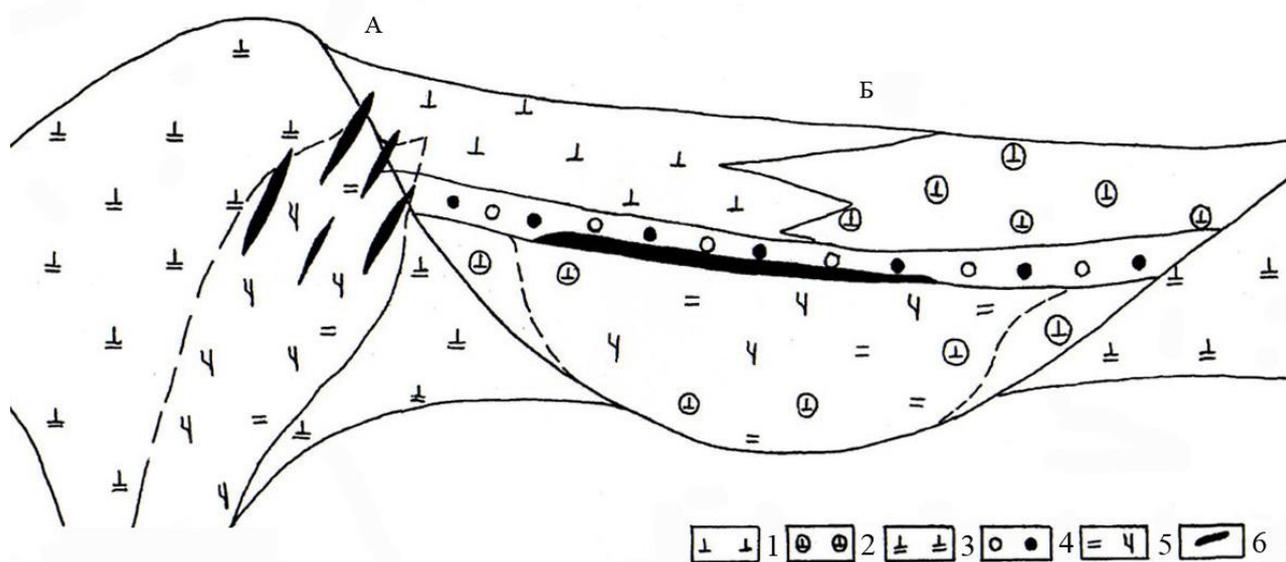


Рис. 3.32. Типовые разрезы субвулканических гидротермально-метасоматических (А) и гидротермально-осадочных (Б) месторождений:

1-4: 1 – эффузивные, 2 – вулканокластические, 3 – экструзивно-субвулканические, 4 – вулканосадочные (залитые кружочки – рудокласты); 5 – метасоматиты с штокверком рудопроводящими прожилками; 6 – рудные тела

Полезные ископаемые гидротермального субвулканического генезиса:

- золоторудные с халцедоном, сульфидами (пирит, марказит, сфалерит, галенит и др.) – Балейское (Забайкалье), Крипл Крик (штат Колорадо, США);
- золото - серебряные с адуляром, карбонатом, кварцем и незначительной (0,5-1,5 %) примесью рудных минералов (пирит, марказит, блеклые руды, антимонит и др.); это месторождения Тихоокеанского кольца: Карамкен, Купол, Хаканджа и др. (рис. 3.33), Поркьюнайн (Канада), Пачука (Мексика);

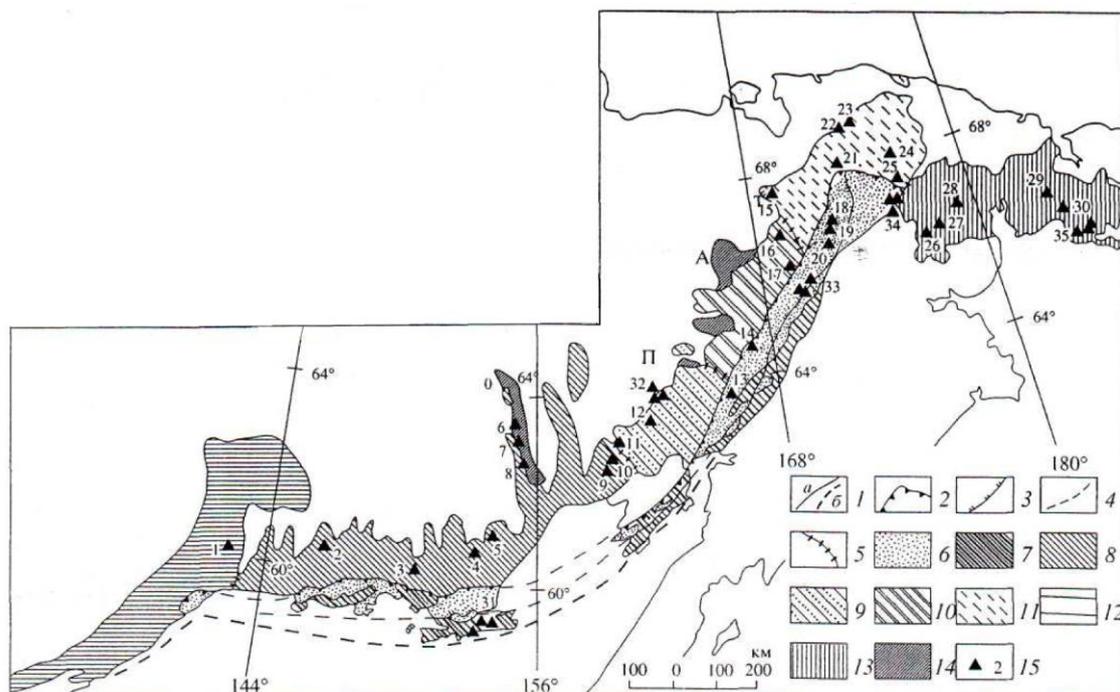


Рис. 3.33. Схема районирования Охотско-Чукотского вулканического пояса (ОЧВП) и размещения в нем золото-серебряных месторождений (по А.А.Сидорову и др.):

1 – обобщенная граница распространения магматических образований ОЧВП: альбсантон (а – на суше, б – в акватории); 2 – граница внешней и внутренней зон ОЧВП; 3 – граница подзон грабен-прогибов и магматогенных поднятий (штрихи ориентированы в сторону подзоны грабен-прогибов); 4 – продолжение границ 2, 3 в акватории; 5 – границы секторов внешней зоны и фланговых зон; 6 – вулканиты внутренней зоны; 7 – магматогенные поднятия ОЧВП, в которых обнажены структурно-формационные комплексы Тайгоносской вулканической дуги: верхний палеозой – низы альба; 8-11 – внешняя зона ОЧВП (секторы: Н – Охотский, 9 – Пенжинский, 10 – Анадырский, 11 – Центрально-Чукотский); 12, 13 – фланговые зоны (12 – Западно-Охотская, 13 – Восточно-Чукотская); 14 – позднеорогенные (конец баррема - начало альба) структуры мезозоид (О – Омсукчанский грабен, П – Верхне-Пенжинская, У – Умкувеевская, А – Айнахургенская, Т – Тыльвеевская впадины); 15 – золото-серебряные месторождения (1 – Хаканджа, 2 – Бургаглыкан, 3 – Карамкен, 4 – Пявленга, 5 – Джульетта, 6 – Арылах, 7 – Лунное, 8 – Дукат, 9 – Сопка Кварцевая, 10 – Ирбычаы, 11 – Ороч, 12 – Кегали, 13 – Сергеевское, 14 – Иргувеев, 15 – Двойной, 16 – Купол, 17 – Горностаевый, 18 – Энмываам, 19 – Арыкваам, 20 – Кайзамываам, 21 – Кытлатап, 22 – Промежуточный, 23 – Сопка Рудная, 24 – Телевеев, 25 – Провальные озера, 26 – Жильное, 27 – Валунистое, 28 – Тэркней, 29 – Коррида, 30 – Пепенвеев; 31-35 – медно-порфировые группы месторождений: 31 – Конипьягинская группа, 32 – Эргувеевская группа, 33 – Ольховская группа, 34 – Танюрерская группа, 35 – Провиденская группа)

- комплексные руды: касситерит-вольфрамит-висмутин-серебряные Ллагуа, Потоси (Боливия) (рис. 3.34), Дуранга, Эль-Сантин (Мексика), Джалинда, Хинганское (Дальний Восток);

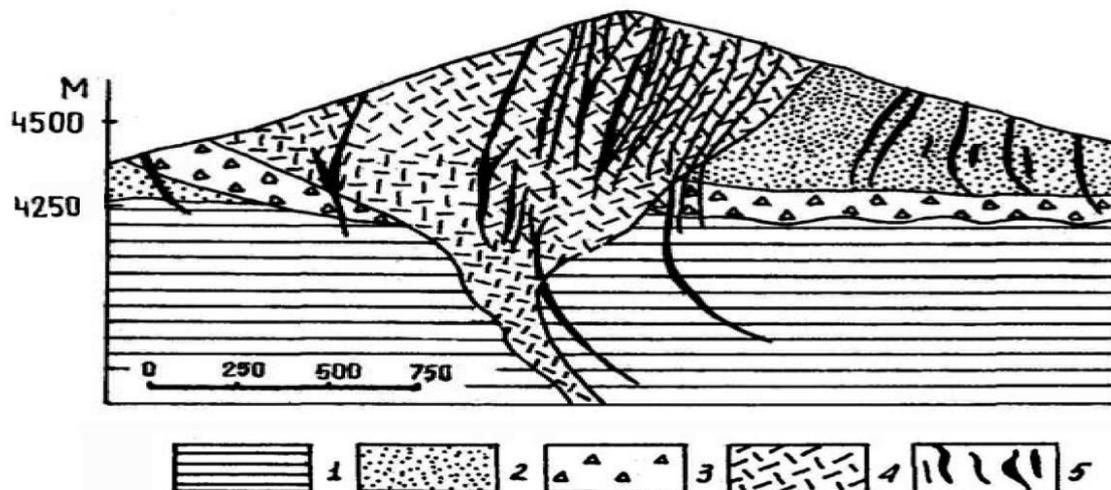


Рис. 3.34. Геологический разрез месторождения Потоси (по Х. Мурильо):

1 – сланцы силура; 2 – вулканокластические породы палеогена; 3 – вулканосадочные породы палеогена; 4 – шток риодацитов; 5 – рудные тела

- урановые рудные формации: уран-титановая (давидитовая, браннеритовая); уранинит-галенитовая; уранинит-молибденитовая (Стрельцовский рудный район в Забайкалье, рис. 3.35), уранинит-флюоритовая; уранинит-халькопиритовая; уранинит-мышьяковая; уранинит-апатитовая; уранинит-аллофановая;

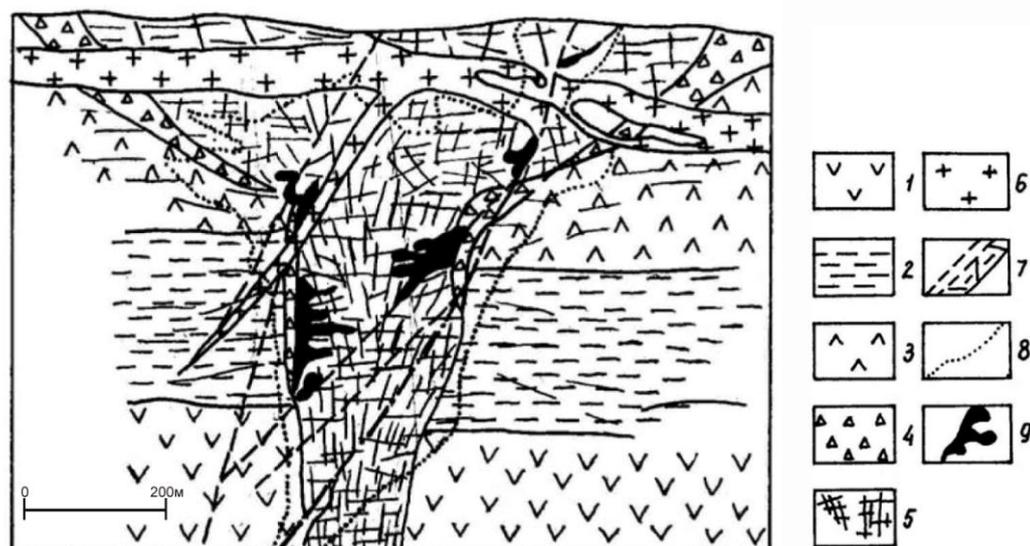


Рис. 3.35. Геологический разрез уранинит-молибденитового месторождения (по Н. П. Лаврову и др.):

1-3 – покровы фельзитов: 1 – однородных, 2 – флюидальных, 3 – игнимбритовидных; 4-5 – неокковые фельзиты: 4 – их эруптивные брекчии, 5 - однородные разности; 6 – дайки гранит-порфиров; 7 – граница околорудных метасоматитов; 8 – разрывы; 9 – рудные тела

- висмутиновые с кварцем, хлоритом, сульфидами – Адрасман (Средняя Азия), Тасна (Боливия), Бочечиано (Италия);
- алунитовые, имеющие пластообразную форму рудных тел – Загликское (Кавказ).

3.3.2.3. Класс гидротермально-осадочных месторождений

Размещение вулканогенно-осадочных руд контролируется вулканическими структурами, в первую очередь депрессионного типа (см. рис. 3.32, В). Для подводного вулканизма наиболее распространенными являются кальдерные, межвулканические, межкупольные и склоновые депрессии (рис. 3.36). Для субэарального вулканизма типичными являются кальдерно-озерные и кратерно-озерные впадины.

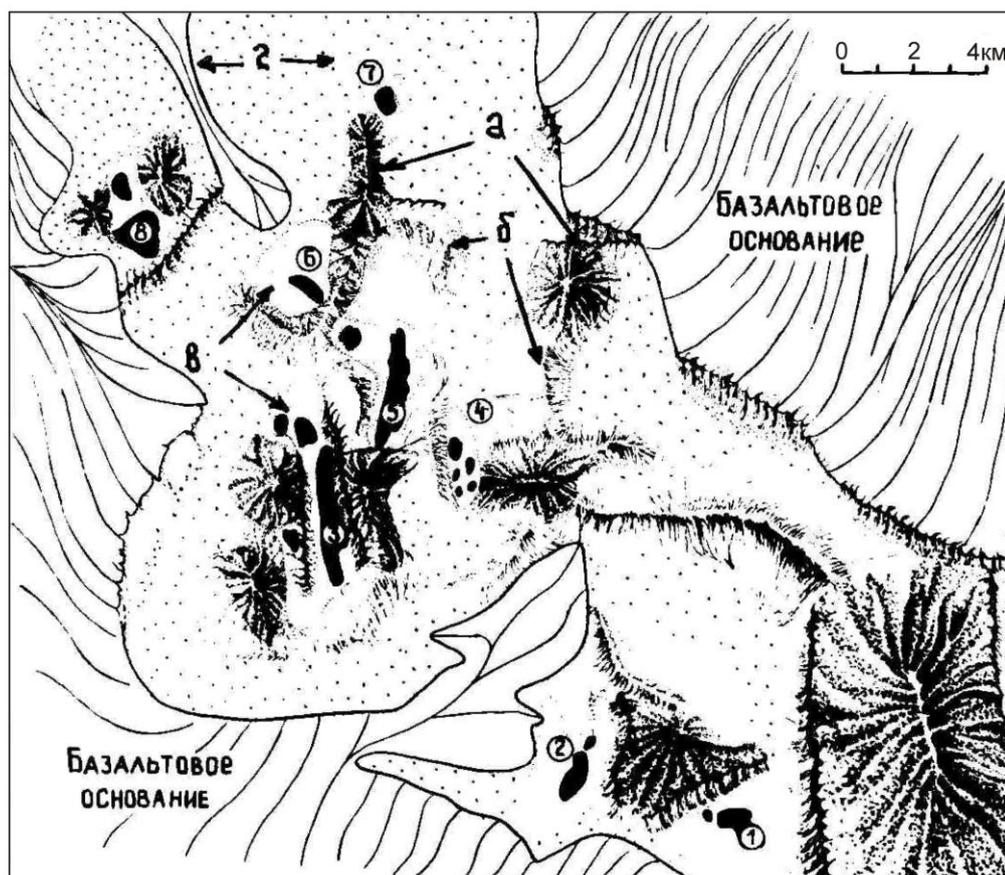


Рис. 3.36. Реконструкция рудоконтролирующих структур Узельгинского рудного поля (Южный Урал):

а – возвышающиеся экструзивные купола кислого состава; *б* – лавовые отроги от них; *в* – рудоконтролирующие депрессии на склонах куполов или отрогов и между ними; *г* – относительно равнинные участки. Продукты кислого вулканизма выполняют часть полукольцевой тектоно-вулканической депрессии, заложенной на базальтовом основании. Цифрами обозначены колчеданные залежи месторождений: 1 – Молодежного, 2 – Чебачьего, 3 – Узельгинского, 4 – Талганского, 5 – им. XII партсъезда, 6 – Нового, 7 – Озерного, 8 – Западно-Озерного

Рудоотложение происходит в межпароксизмальные периоды. Поэтому, во-первых, рудные тела приурочиваются в вулканогенных толщах к горизонтам осадочных пород, фиксирующих эти перерывы; во-вторых, в связи с многофазными проявлениями вулканизма характерным является наличие многоэтажных (многоярусных) залежей.

Форма рудных тел – пластовая, пластообразная, холмообразная, линзо-чашеобразная, во многом нередко определяется конфигурацией рудовмещающих депрессий. Рудные тела залегают конформно с вмещающими породами. В плане очертания близки к округлым, овальным, эллипсовидным. Мощность обычно метры, десятки метров, длина сотни метров, реже первые километры.

Характерным признаком вулканогенно-осадочных месторождений является развитие околорудных изменений, геохимического ореола и штокверка рудоподводящих прожилков со стороны лишь лежачего бока. Типичными измененными породами являются: аргиллизиты, представленные глинистыми минералами; серицит-хлорит-кварцевые метасоматиты; пропициты (альбит + хлорит + кварц ± эпидот ± актинолит).

Типичные текстуры руд – массивная однородная (первично гидротермально-осадочные руды), брекчиевая, брекчиевидно-цементная, слоистая (переотложенные руды), прожилково-вкрапленная (подрудные импрегнационно-метасоматические) (рис. 3.37).

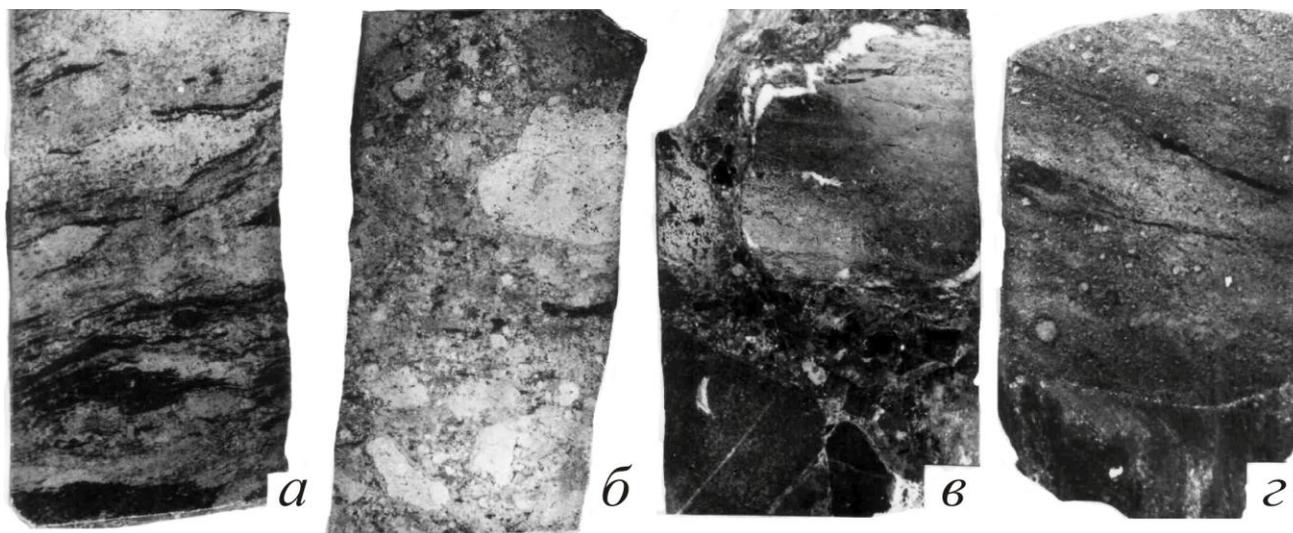


Рис. 3.37. Некоторые разновидности текстур руд уральских колчеданных месторождений (полированные штуфы в натуральную величину):

а – линзовидно-полосчатая, обусловленная послойным расположением фьямме; *б* – брекчиевидно-цементная; обломки пиритового состава (светлое) в базальном, существенно сфалеритовом цементе; *в* – брекчиевидная с рудным обломком полосчатой текстуры; текстурный рисунок обломка срезается его ограничениями; *г* – рудный песчаник, плохо сортированный с косо-волнистой слоистостью

В распределении их в разрезе обычна следующая последовательность (снизу вверх); подрудный штокверк прожилково-вкрапленных руд; гидротермально-осадочные массивные однородные руды; переотложенные брекчиевые и слоистые, в том числе в кровле и на флангах шлейфы рудокластов – обломков литифицированных и нелитифицированных руд в кластогенных породах (рис. 3.38).

Структура тонкозернистая, часто колломорфные образования, глобулы, фрамбоиды.

Рудные тела характеризуются, как правило, ясно выраженной минералого-геохимической зональностью, обусловленной градиентом температур, кислотностью-щелочностью среды, а нередко также гравитационной дифференциацией.

Возраст вулканогенно-осадочных месторождений различный – начиная с палеозойского времени до современного. Древние месторождения, как правило, метаморфизованы. Метаморфизм затушевает первичные черты геологического строения.

Круг полезных ископаемых, относимых к вулканогенным гидротермально-осадочным месторождениям, с каждым годом расширяется.

Месторождения железа. Классическим примером железных руд вулканогенно-осадочного генезиса являются месторождения Лан-Дильской группы в Германии. Пласто-линзообразные залежи кремнисто-гематитовых и карбонатно-гематитовых («красные железняки»), реже магнетито-гематитовых руд располагаются в мульдах на нескольких литолого-стратиграфических уровнях.

Главная масса руд сконцентрирована в «граничной залежи» (длина до 4-5 км, мощность до 10 м), приуроченной к границе среднедевонской толщи спилитов и их туфов и верхнедевонского комплекса пестроцветных сланцев и покровов долеритов. Докембрийскими аналогами Лан-Дильской группы руд В. Е. Попов и др. считают месторождения кремнисто-железистых руд Карсакпайского района в Центральном Казахстане (Каратас, Кара-Тюбе и др.).

Примером кремнисто-гематитовых руд, локализованных в вулканитах кислого состава, могут служить месторождения Коргонской группы эйфельского возраста на западе Горного Алтая. Наиболее отчетливо признаки гидротермально-осадочного генезиса (пластовая форма тел, конформное с породами залегание, наличие гидротермальных изменений подстилающих пород, резкий контакт кровли и пр.) проявлены на Среднекедровском (рис. 3.39), Верхнекедровском и Коргонском месторождениях.

Вулканогенно-осадочный генезис предполагается и для других железорудных месторождений, в том числе:

а) докембрийских железистых кварцитов, являющихся основным объектом добычи в мире: Кривой Рог, Курская магнитная аномалия (СНГ), Верхнее озеро (США), Итабира (Бразилия), Хаммерсли (Австралия) и пр.;

б) скарновых, для которых доказывается полигенность; первично вулканогенно-осадочные залежи скарнируются внедрившимися затем интрузиями (Естюнинское на Среднем Урале, Таштагольское в Горной Шории и др.);

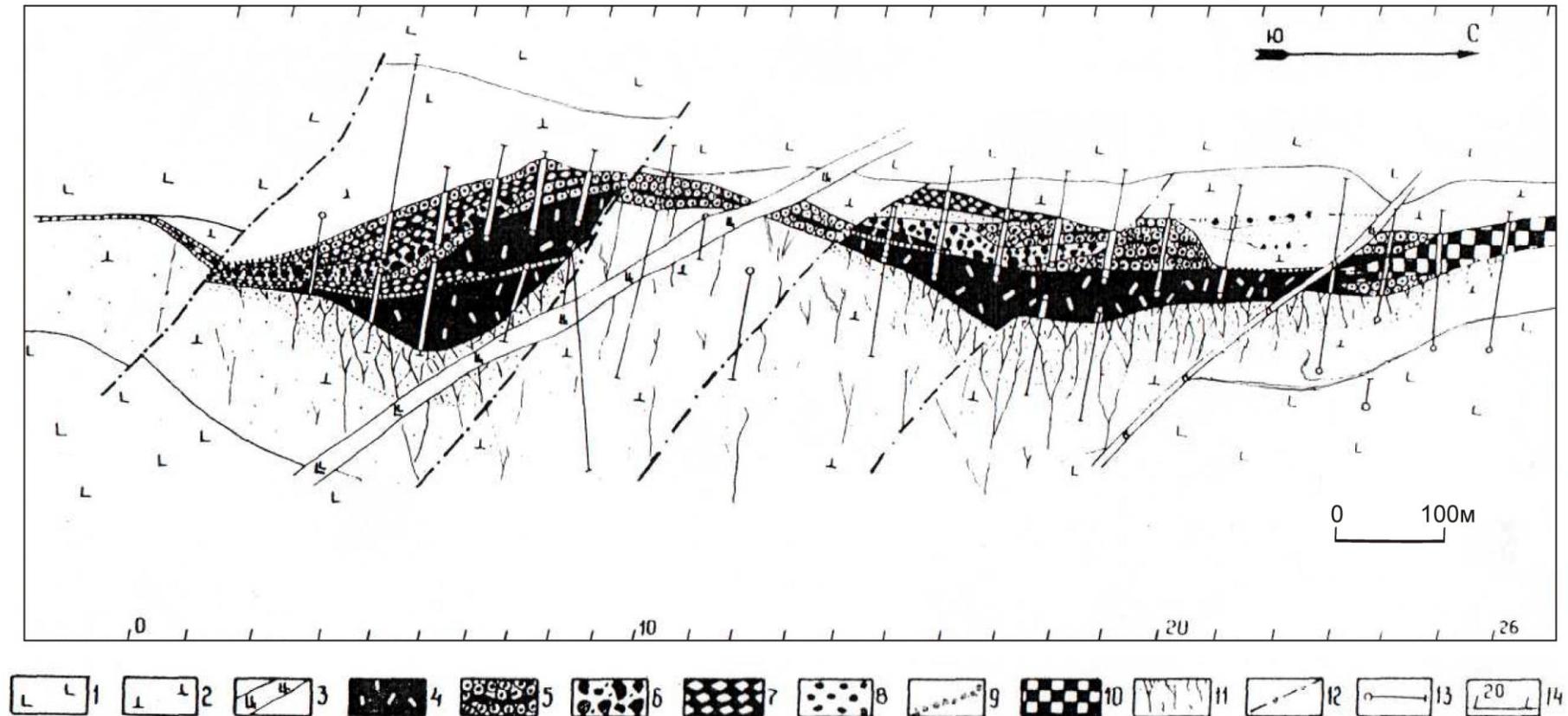


Рис. 3.38. Распределение генетических типов руд на Учалинском месторождении.
План горизонта +310 м:

1 – вулканиты основного состава; 2 – вулканиты кислого состава; 3 – дайки габбродолеритов; 4-11 – текстурные разновидности колчеданных руд: 4 – массивные однородные, 5 – комковатые и комковато-полосчатые, 6 – брекчиевидно-цементные, 7 – линзовидно-полосчатые (с примесью фьямме), 8 – брекчиевые с рудокластами, 9 – слоистые, 10 – порошковатые адиагностические, 11 – прожилково-вкрапленные (густота соответствует интенсивности проработки); 12 – тектонические нарушения; 13 – субгоризонтальные подземные скважины; 14 – номера разведочных профилей

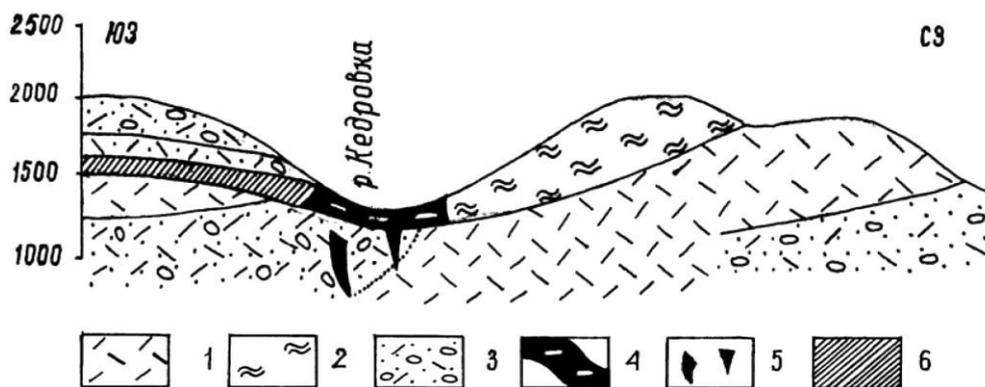


Рис. 3.39. Геологический разрез Среднекедровского месторождения (по В. Е. Попову):

1-3 – вулканиты кислого состава: 1 – однородные, 2 – флюидалные, 3 – вулканокластиты; 4-6 – гематитовые руды: 4 – пластовые, 5 – жильные, 6 – оруденелые осадочные породы и туффиты

в) стратиформных сидеритовых (Бакальское на Урале, Березовское в Восточном Забайкалье);

г) оолитовых гематито-сидерито-шамозитовых руд: Вабана (Канада), Клинтон (США) и др.;

д) апатит-магнетитовых месторождений Швеции (Кирунавара и др.), рудные тела которых рассматриваются как потоки рудной лавы.

Месторождения марганца по условиям формирования и строения сходны с железорудными, нередко образуют совместные месторождения.

Марганцевые руды раннегеосинклинальных базальтоидных толщ ассоциируют с горизонтами яшмоидных пород. В частности, бугулыгырский и др. горизонты девонского возраста на Южном Урале, вытянутые в субмеридиональном направлении на 300 км, содержат около 20 месторождений (Кусимовское и др.) и 200 рудопроявлений марганца. Рудные залежи пластолинзообразной формы длиной 300-500 м чередуются по простиранию с безрудными кремнистыми породами, яшмами, туффитами (рис. 3.40). Мощность пластов в среднем 1-2 м.

Рудные минералы представлены родонитом, браунитом, гаусманитом; среднее содержание марганца около 20 %. Залежи марганцевых руд локализуются в конседиментационных мульдах.

Несколько иной тип представляют железо-марганцевые месторождения (Атасу, Каражал и др.) девона Центрального Казахстана (атасуйский тип). Рудовмещающая толща мощностью около 1000 м сложена кремнистыми породами, известняками, алевропесчаниками, туфами, согласными и секущими телами андезитодиоритов. Руды двух типов – железо-марганцевые (гаусманит, браунит, родонит, магнетит, гематит; содержание марганца 21-30 %, железа 2-13 %) и барит-полиметаллические (барит, сфалерит, галенит). Залежи мощностью до 2-3 м, местами в раздувах до 20 м, имеют длину сотни метров, иногда до 5-6 км. В разрезе располагаются на нескольких уровнях. Кроме согласных вулканоген-

но-осадочных залежей распространены секущие тела полиметаллических руд гидротермально-метасоматического генезиса.

Месторождения марганцевых руд позднегеосинклинальных андезитовых толщ известны в Болгарии (Пожаревское месторождение), США (металлогеническая провинция Колорадо-Рио). Руды окисные, содержание марганца достигает 35-40 %. Мощность линзовидных тел и пластов составляет около 4 м, длина – сотни метров.

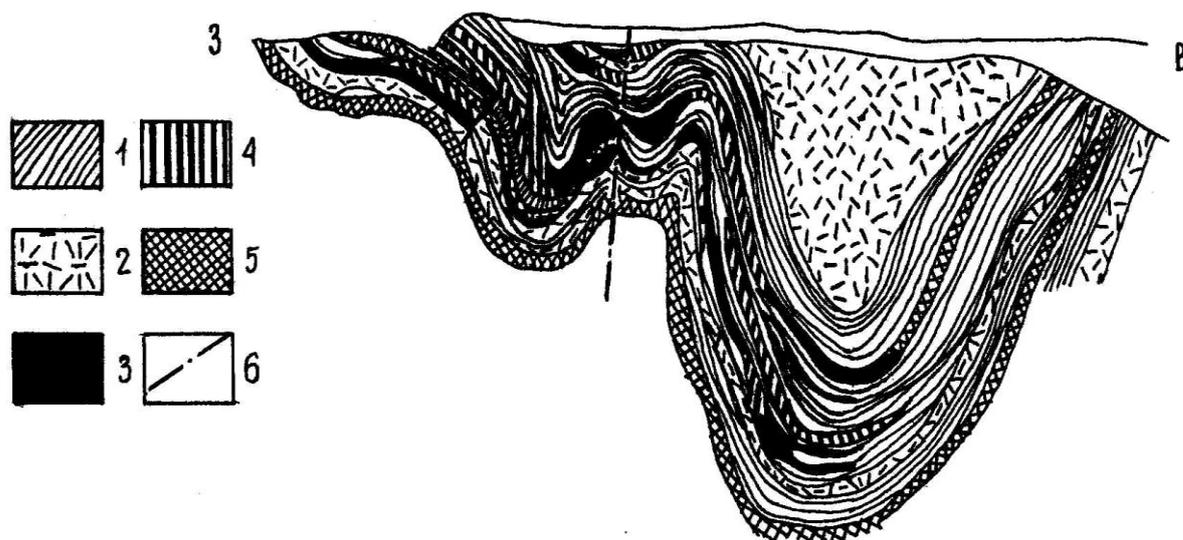


Рис. 3.40. Геологический разрез Кусимовского месторождения (по А. Г. Бетехтину):

1 – яшмы и кремнистые породы; 2 – туфы и туффиты; 3 – высокосортные руды; 4 – низкосортные руды; 5 – оруденелые туфы; 6 – разрывные нарушения

На Пожаревском месторождении отчетливо проявлены гидротермальные изменения (окварцевание, цеолитизация) подрудных андезитовых брекчий.

Железо-марганцевые конкреции, хотя генезис их спорен, распространены на большей части дна Мирового океана. Они обнаруживают четкую пространственную связь с районами развития вулканогенных образований и продуктами их изменения. Размер конкреций в среднем около 3 см. Ядра, как правило, состоят из обломков палагонитизированных базальтов. Среднее содержание в конкрециях марганца 18,6 %, железа 12,5 %; кроме того, они содержат никель (0,7 %), медь (0,5 %), кобальт (0,3 %). Астрономические запасы полиметаллических железомарганцевых конкреций на дне океанов (около $1,6 \times 10^{12}$ т только для Тихого океана), несмотря на сложность разработки, представляют весьма перспективный тип сырья ближайшего будущего.

Железо-марганцевые образования, слагающие возвышенности типа гидротермальных холмов, обнаружены в конце 70-х годов в районе Галапагосского рифта. Состоят из зеленых железистых глин и гидроокислов марганца. Масштабы их распространения пока не ясны.

Месторождения меди, цинка, свинца (колчеданные и колчеданно-полиметаллические).

По особенностям строения, размещения и условиям формирования выделены различные типы колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений, наиболее распространенными из которых являются: 1) кипрский, 2) уральский, 3) рудноалтайский, 4) филизчайский (табл. 3.9).

Колчеданные и колчеданно-полиметаллические руды определяют «лицо» вулканогенных гидротермально-осадочных месторождений. Характерными признаками месторождений являются: сульфидный состав руд, часто с преобладанием сульфидов железа (пирита, реже марказита, пирротина), с которыми ассоциируют халькопирит, сфалерит, галенит, барит; в колчеданных (серноколчеданных и цинковоколчеданных) рудах главными рудными минералами являются пирит, халькопирит и сфалерит, галенит практически отсутствует; в колчеданно-полиметаллических наряду с пиритом, сфалеритом и халькопиритом присутствует галенит и нередко барит; преимущественно согласное залегание рудных тел по отношению к напластованию вмещающих пород; гидротермальные изменения вмещающих пород, представленные серицит-хлорит-кварцевыми парагенезисами, проявленными совместно со штокверком сульфидных прожилков со стороны подошвы рудных залежей.

Колчеданные месторождения, сформированные в зонах океанического спрединга и островных дуг, в коллизионный этап становления участков земной коры претерпевают значительные деформационные и метаморфические преобразования. Наиболее ярко это проявлено в Уральском регионе.

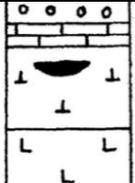
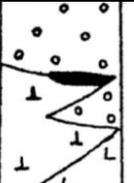
Колчеданные месторождения Урала позднесилурийского – раннедевонского возраста расположены преимущественно в Тагило-Магнитогорском прогибе, вытянутом в меридиональном направлении до 2000 км при ширине в десятки-первые сотни километров.

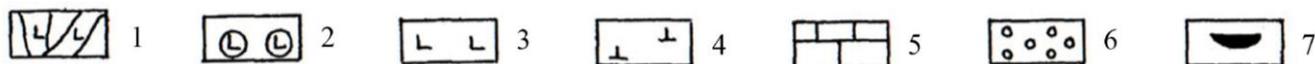
В коллизионный этап (поздний палеозой) вулканогенные толщи Магнитогорского погружения (Южный Урал) претерпели относительно небольшие деформации. Многие колчеданные месторождения – Узельгинское (рис. 3.41, А), Александринское, Подольское и другие – во многом сохранили свой первоначальный облик. В них сохранились первичные вулканические структуры, горизонтальное залегание стратифицированных вулканитов и рудных тел, метасоматиты не рассланцованы, руды слабо метаморфизованы. На Среднем Урале в пределах Тагильского погружения коллизионные процессы проявились интенсивно. Колчеданные месторождения – Дегтярское (рис. 3.41, Б), Красноуральская и Кировоградская группы месторождений и другие – претерпели значительные преобразования. Вулканогенные толщи и рудные тела имеют крутое, вплоть до запрокинутого, залегание; первичные вулканические структуры практически не реставрируются; метасоматиты превращены в сланцы; руды перекристаллизованы с элементами регенерации вещества.

Весьма перспективным видом сульфидных руд вулканогенного гидротермально-осадочного генезиса являются современные металлоносные осадки дна океана, о которых упоминалось в начале раздела. Так, запасы залежей руд во впадинах Атлантик II, Дискавери Красного моря достигают нескольких

Таблица 3.9

Характеристика основных типов колчеданных месторождений

Типы	Кипрский	Уральский	Рудноалтайский	Филизчайский
Геологическая колонка				
Геотектоническая позиция	Океанический рифт	Энсиматические островные дуги	Энсиалические островные дуги, активные окраины континентов	Задуговые бассейны (окраинные моря) с зонами рифтогенеза
Вулканическая формация	Базальтовая	Базальт-риолитовая, базальт-андезит-дацит-риолитовая	Риолит-базальтовая	Базальтовая риолитосодержащая
Особенности петрохимии	$K_2O < 0,5 \%$	$K_2O - 0,5-1,5 \%$	$K_2O - 1,5-4,0 \%$	$K_2O < 1,0 \%$
Состав и количество осадочных пород	Ничтожное, кремнистые	Незначительное, коллювий, турбидиты	Значительное, карбонатно-терригенный	Господствующее, углистые, карбонатно-песчано-глинистые
Минеральный состав руд	Серно-медноколчеданный	Медноцинковый колчеданный	Свинцово-цинковый колчеданный, барит-полиметаллический	Свинцово-цинковый колчеданный, цинк-медноколчеданный
Соотношение в рудах Pb:Zn:Cu	0:1:5	0:1:1	1:3:1	1:3(0,3-3)
Примеры месторождений районов	Осеннее, Летнее (Мугоджары), Кипр, Турция	Дегтярское, Левиха, Учалы, Узельгинское, Сибай, Подольское, Гай (Урал), Урупское (Северный Кавказ), Аппалачи	Риддер-Сокольское, Тишинское, Зырянское (Рудный Алтай), Япония, Иберийский пояс	Филизчай (Кавказ), Холдинское, Озерное (Забайкалье), Амурское (Урал)



Условные обозначения: 1 – пакеты даек базальтов; 2 – шаровые лавы базальтов; 3 – вулканиды основного состава; 4 – вулканиды кислого состава; 5 – известняки; 6 – терригенные породы; 7 – рудные тела

десятков миллионов тонн. Запасы металлов в одиночных сульфидных холмах Галапагосского рифта относительно невелики – около 1000 т. Практический интерес представляют редко встречающиеся участки сросшихся холмов, запасы руды в которых составляют около 10 млн т.

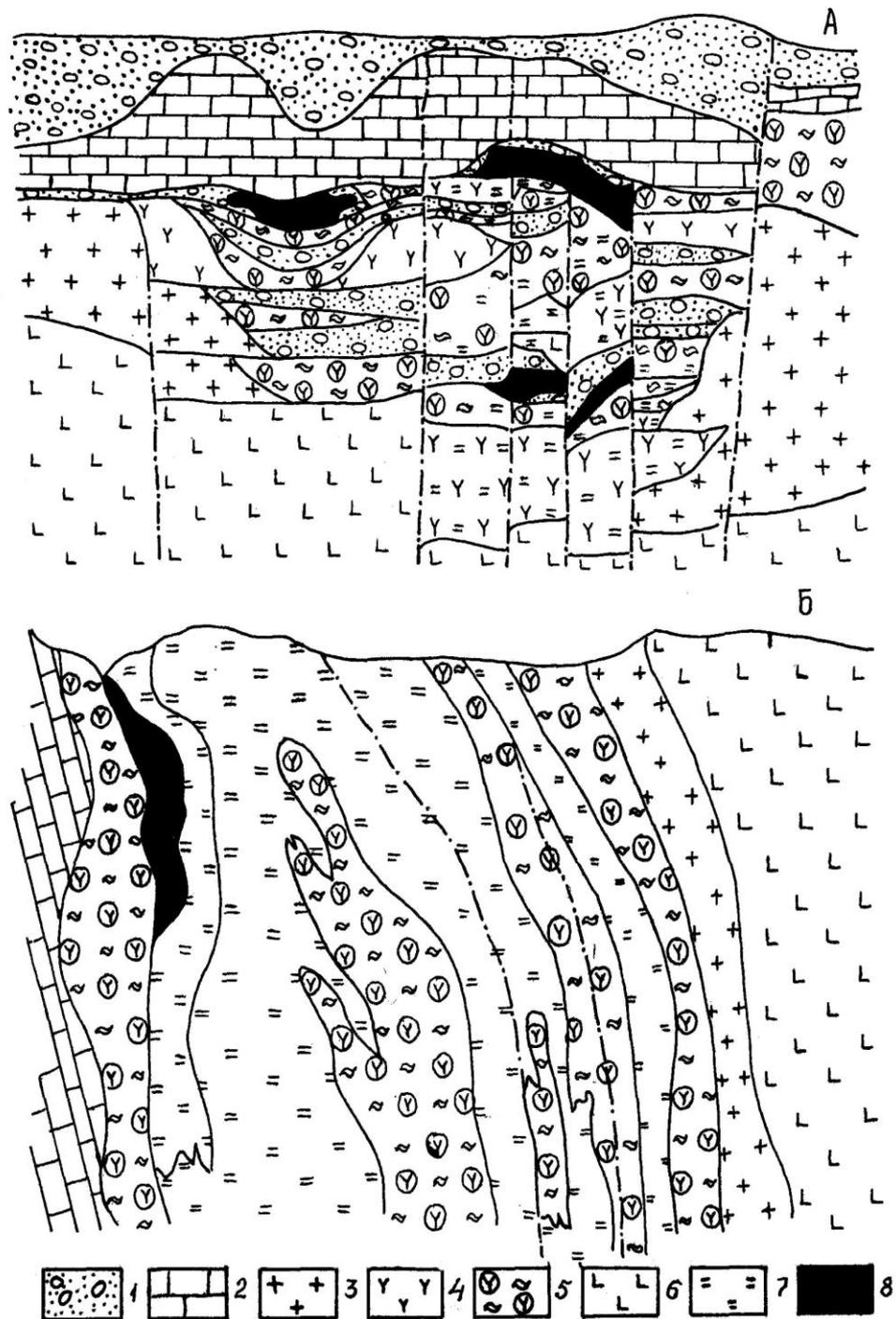


Рис. 3.41. Геологические разрезы Узельгинского (А) и Дегтярского (Б) месторождений:

1 – терригенные породы; 2 – известняки; 3-5 – вулканиты кислого состава: 3 – экструзивные, 4 – лавовые, 5 – вулканокластиты; 6 – вулканиты основного состава; 7 – метасомати- ты, 8 – рудные тела

Месторождения серы, бора, стронция, ртути, сурьмы. Обогащение гидротерм современных вулканов отмеченными элементами – давно известный факт. Месторождения связаны с субаэральным андезитовым вулканизмом островных дуг и активных окраин платформ. Преобладают кальдерно-озерные и кратерно-озерные руды, причем часто придонные импрегнационно-метасоматические.

Месторождения серы, боратов и стронция достоверно известны только среди молодых, кайнозойских отложений.

Одно из известных кратерно-озерных месторождений серы – Телага-Бодас - находится на о. Ява (Индонезия). Рудоносная толща сложена (сверху вниз): 1) серными илами мощностью 7-8 м (руды I сорта); 2) глинами с включениями зерен "чечевичной" серы 1-8 мм в диаметре (руды II сорта, мощность слоя 3-4 м); 3) глины осерненные с пиритом (руды II сорта, мощность слоя 9-10 м). Рудоносная толща почти целиком скрыта под озером размером 470-340 м и глубиной до 34 м. Такие же месторождения известны на Курилах (Эбеко, Скалистое), в Японии (Саране, Дзао, Оюнума).

Наиболее перспективными являются импрегнационно-метасоматические месторождения серы, формирующиеся вблизи поверхности (Ветроваямское, Малетойваямское месторождения на Камчатке).

Для вулканогенно-осадочных месторождений бора также характерна приуроченность к бессточным озерным впадинам. По минеральному составу выделяют 4 типа руд – улекситовые, колеманитовые, пандермитовые и тинкало-кернитовые. Примерами месторождений являются следующие: Крамер, Клиф, Боракси и др. (США), Багадаг (Турция), Аскотан (Чили). Почти вся добыча бора за рубежом ведется из вулканогенно-осадочных месторождений.

Стронций из вулканических эманаций также активно накапливается в озерах. Вулканогенно-осадочные месторождения неогенового возраста широко распространены в Кордильерской геосинклинали (Дадлоу, Соломан и др. – Калифорния; Агуила, Хила-Бенд – Аризона). Рудоносные горизонты, представленные озерными глинами с линзами целестина или стронцианита, располагаются в кровле толщ базальтовых, андезитовых и риолитовых лав и их туфов.

По оценке В. И. Бергера и др., около 40 % запасов промышленных месторождений ртути и 30 % месторождений сурьмы в мире связаны с субаэральным вулканизмом.

Современное вулканогенно-осадочное образование ртутно-сурьмяных руд описано С. И. Набоко и др. в Узонско-Гейзерной тектоно-вулканической депрессии на Восточной Камчатке. Ртутно-сурьмяные руды в виде пропластков илов мощностью 5-6 см и сажистых натеков на обломках ассоциируют с озерно-пирокластическими образованиями.

Вулканогенно-осадочный (экструзивно-осадочный, по А. Маухер) генезис предполагается, в частности, для сурьмяно-ртутных (вольфрамосодержащих) месторождений ордовикско-силурийского возраста Юго-Восточной Европы и Средиземноморья (Италия, Греция, Испания, Португалия, Турция), в том числе и для крупнейшего в мире месторождения Альмаден в Испании. В Турции изучены также месторождения пермского и неогенового

возраста, рудные тела локализуются среди сланцев, туффитов, туфов. В рудах нередко оползневые текстуры, конседиментационные брекчии.

Кроме отмеченных предполагается вулканогенно-осадочный генезис ряда месторождений радиоактивных элементов, вольфрама, молибдена, олова, бериллия, никеля, кобальта, ванадия, золота и серебра, германия, фтора, углеродистого вещества. Однако к настоящему времени он пока недостаточно обоснован.

3.3.3. Гидротермальная амагматогенная группа

Образование месторождений этой группы на протяжении многих лет является предметом острых дискуссий. Большинство исследователей в последнее время всё же связывают их формирование с деятельностью гидротермальных растворов внемагматического происхождения, в частности подземных вод глубокой циркуляции.

3.3.3.1. Диагностические признаки и полезные ископаемые

Характерной чертой амагматогенных гидротермальных месторождений является залегание в осадочных толщах; нередко отчетливо заметен фациально-стратиграфический контроль размещения оруденения; отсутствие отчетливо выраженной пространственной связи с магматическими телами; относительно простой минеральный состав полезного ископаемого. Амагматогенные месторождения формируются обычно в условиях пассивных окраин и наложенных прогибов континентов, в зонах континентального рифтогенеза.

Несмотря на сложности в интерпретации генезиса, обычно в данной группе выделяют два класса: стратиформный и телетермальный, отличительные признаки которых приведены в табл. 3.10.

Таблица 3.10

Критерии различия стратиформных и телетермальных месторождений

Критерии различий	Стратиформные месторождения	Телетермальные месторождения
Форма рудных тел	Пластовая, пластообразная	Более сложная: сочетание пластообразных залежей с гнездами, линзами, жилообразными залежами и жилами
Положение по отношению к напластованию	Согласное и субсогласное	Наряду с субсогласными секущее
Контроль оруденения	Литолого-фациальный	Наряду с литолого-фациальным тектонический
Текстура руд	Послойно-вкрапленная, полосчатая, слоистая, цементная	Наряду с послойно-вкрапленной, плосчатой характерны вкрапленная, гнездовая, прожилковая, брекчиевидная
Околорудные изменения	Отсутствуют или проявлены слабо	Как правило, проявлены

Как видим из перечня отличительных признаков, стратиформные месторождения имеют большее сходство с сингенетическими осадочными месторождениями, а телетермальные - эпигенетическими гидротермальными.

Наиболее типичными представителями стратиформных месторождений являются медистые песчаники и сланцы в пестроцветных толщах и полиметаллические руды в карбонатных и терригенно-карбонатных толщах (табл. 3.11, рис 3.42).

Таблица 3.11

Рудные формации амагматогенных месторождений

Формация	Ассоциация минералов	Вмещающие породы	Примеры месторождений
Стратиформные			
Медистых песчаников и сланцев	Борнит, халькопирит, халькозин	Пестроцветные песчаники, сланцы (приуроченность руд к сероцветным разностям)	Джезказган (Ц. Казахстан), Удокан (Забайкалье), Мансфельд (Германия), Чамбиши, Нчанга (Замбия), Присудетские (Польша)
Полиметаллическая	Галенит, сфалерит (барит)	Карбонатные (известняки, доломиты)	Миргалимсай, Шалкия (хр. Кара-Тау, Ю. Казахстан), Миссисипи (США)
Телетермальные			
Ртутная	Киноварь (антимонит, марказит)	Терригенные (песчаники, сланцы) с прослоями известняков	Никитовское (Донбасс), Альмаден (Испания, одно из крупнейших в мире)
Сурьмяно-ртутная	Антимонит, киноварь (флюорит, реальгар, аурипигмент)	Джаспероиды (окремненные известняки, их брекчии)	Хайдаркан (Ср. Азия)
Сурьмяная	Антимонит (реальгар, аурипигмент, марказит)	Карбонатные	Кадамджай, Джижикрутское (Киргизия), Синьхуаньшань (Китай)
Золото-сурьмяная	Золото, антимонит	Терригенные	Сарылах (Якутия)

Они образуют, как правило, крупные и уникальные по запасам объекты и являются ведущими промышленными типами медных и полиметаллических руд. Крупными и уникальными по запасам являются Бакальское месторождение сидеритов и Саткинское месторождение магнезитов (Южный Урал). Они обладают всеми признаками стратиформных месторождений, однако генезис их остаётся неясным (осадочные? метаморфические? инфильтрационные? и т. д.). Для телетермальных месторождений типичными являются парагенезисы флюорита, киновари, антимонита (рис. 3.43).

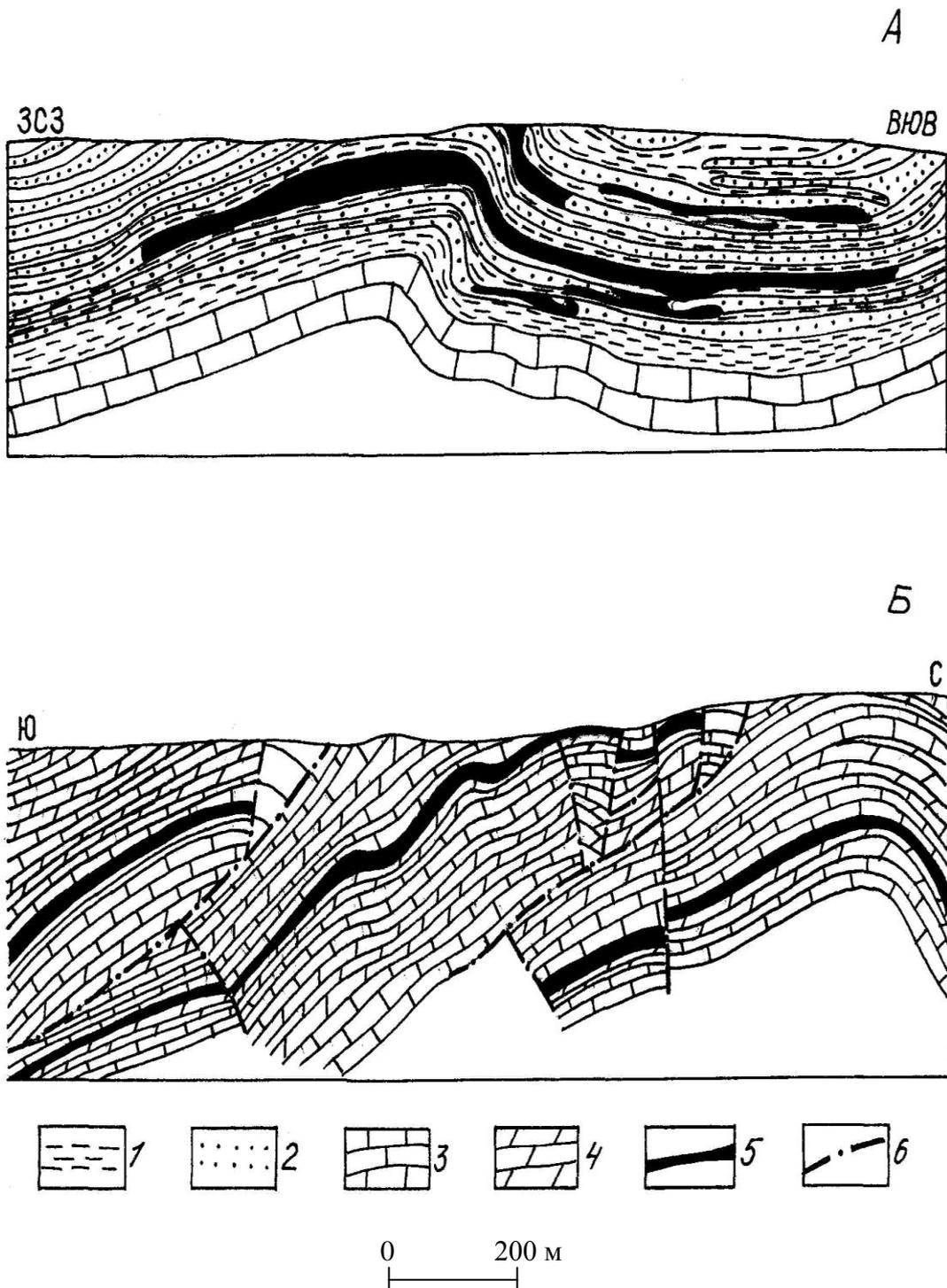
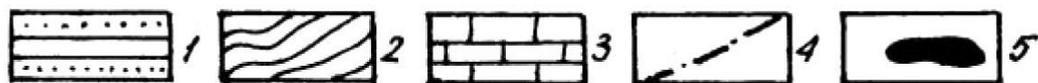
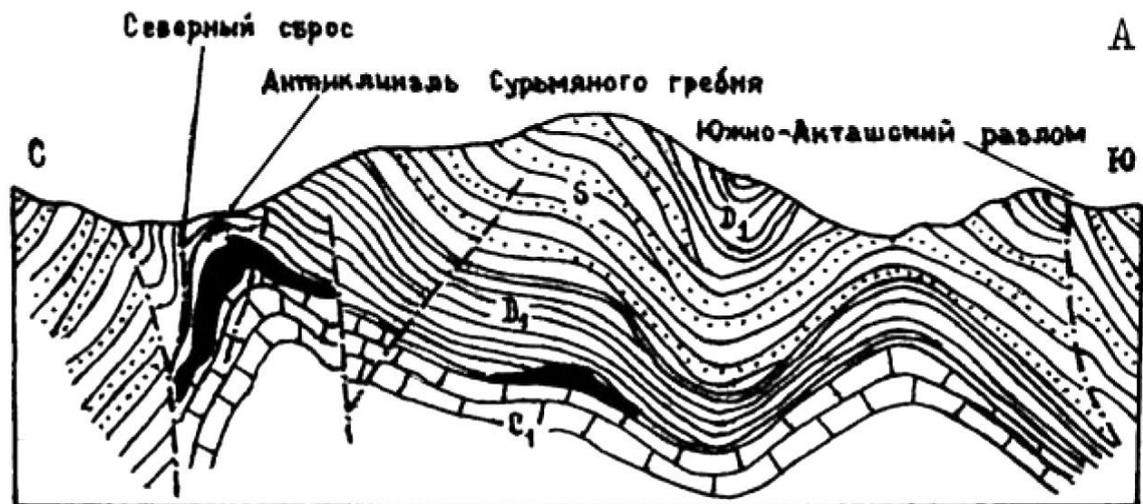
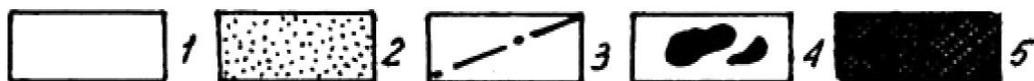
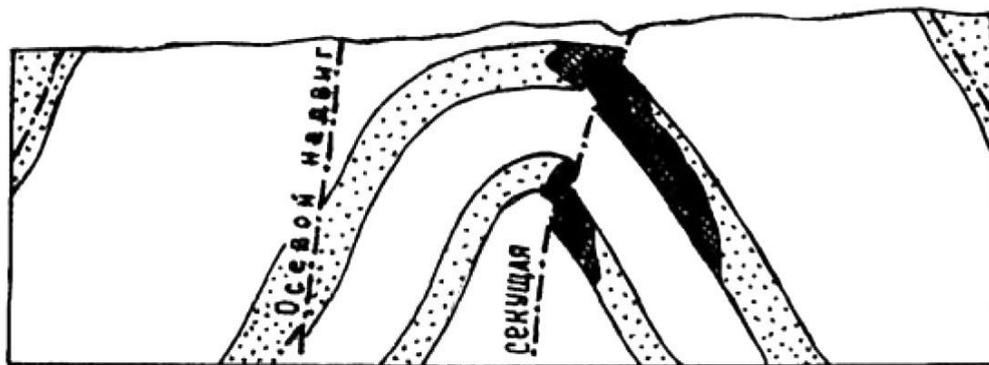


Рис. 3.42. Схематические геологические разрезы стратиформных месторождений: А – Джекказганского медистых песчаников (по материалам Джекказганской ГРЭ); Б – Миргалимсайского полиметаллического (по материалам Миргалимсайской ГРП):

1 – красноцветные песчаники, алевролиты; 2 – рудоносные сероцветные песчаники, алевролиты; 3 – известняки; 4 – доломиты; 5 – рудные тела; 6 – тектонические нарушения



Б



0 200 м

Рис. 3.43. Геологические разрезы телетермальных месторождений:
А – Кадамджайского сурьмяного (по Н. Ф. Никифорову):

1 – песчано-сланцевые отложения силура; 2 – глинистые сланцы раннего девона с прослоями песчаников и гравелитов; 3 – массивные известняки раннекаменноугольного возраста; 4 – разломы; 5 – роговиково-джаспероидные брекчии с оруденением;

Б – Никитовского ртутного (по С. Кирикалице):

1 – глинистые сланцы; 2 – песчаники; 3 – разрывные нарушения; 4 – рудные тела; 5 – минерализованные породы

3.3.3.2. Генетические модели формирования

Многочисленные гипотезы формирования амагматогенных месторождений подразделяются на две большие группы: сингенетические и эпигенетические.

Сингенетическая первичноосадочная гипотеза (В. С. Домарев, В. М. Попов, Л. В. Наркелюн и др.) предполагает одновременное осаждение рудного вещества, поступающего с областей сноса, содержащих его промышленные концентрации, и осадконакопление. Повышенные концентрации определялись литолого-фациальными и геохимическими условиями образования осадков. В процессе диагенеза, катагенеза и метаморфизма возможно некоторое местное перемещение и концентрация рудного вещества, имеющие второстепенное значение для формирования месторождений.

Некоторые исследователи (В. М. Попов) для отдельных регионов, в частности для медистых песчаников и сланцев Мансфельда, не исключают возможность и вулканогенно-осадочного происхождения, предполагая, что рудные компоненты могли попадать в бассейн седиментации при подводных вулканических извержениях.

Большинством исследователей всё же разделяется точка зрения о сингенетичном гидрогенно-осадочном образовании амагматогенных месторождений (В. К. Гарлик, А. М. Лурье и др.). Данная генетическая модель предполагает: а) циркуляцию подземных вод; б) выщелачивание из вмещающих пород рудных элементов; в) перенос в виде органометаллических типа $PbC_2H_5O_3^+$ или хлоридных $CuCl_3^{-2}$ комплексов; г) дренирование металлоносных растворов на дно водных бассейнов; д) взаимодействие их с донными сероводородными илами, с образованием сульфидных минералов. Типовая схема такого процесса применительно к медистым сланцам показана на рис. 3.44.

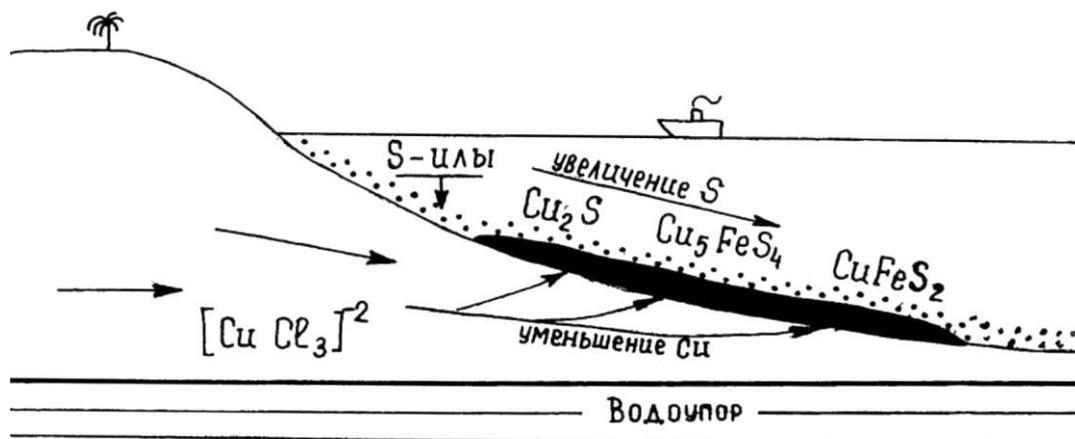


Рис. 3.44. Модель сингенетического гидрогенно-осадочного образования медистых песчаников (по А. М. Лурье)

Пояснения в тексте

Характерная для месторождений медистых песчаников смена в направлении от берега к открытому морю халькозиновых руд борнитовыми и халькопиритовыми объясняется увеличением в этом направлении: а) содержания сероводорода; б) интенсивности поступления металлоносных вод или концентраций растворённых в них металлов.

Для амагматогенных месторождений, залегающих в карбонатных толщах, в частности свинцово-цинковых, значительная роль в рудонакоплении отводится палеокарсту. Причина обогащения рудным веществом карстовых полостей остаётся во многом неясной. По-видимому, кроме интенсификации здесь гидrogenно-осадочного рудоотложения в значительной мере оказывало влияние подводное выветривание (гальмиролиз) и терригенный снос рудного материала с возвышенных участков.

Основными признаками сингенетического осадочного рудоотложения являются:

- пластовая форма тел полезных ископаемых и конформное залегание;
- цикло (ритмо)-стратиграфический контроль в размещении оруденения;
- залегание в определённых (дельтовых, лагунных, типа сабхи) фациях мелководных осадочных отложений;
- облегчённая осадочная сера;
- сравнительно простой минеральный состав руд с текстурами осадочного происхождения.

Эпигенетические концепции по-разному объясняют формирование амагматогенных гидротермальных месторождений.

Сторонники ортомагматической модели – гидротермального плутоногенного генезиса (Е. Е. Захаров, Ф. И. Вольфсон, К. И. Сатпаев и др.) – предполагают наличие на глубине магматических тел, генерирующих металлоносные растворы. Ф. В. Чухров, Т. Ловеринг и др. указывали на диплогенетический характер оруденения, а именно: сера имеет осадочное происхождение, а металлы привнесены из магматических расплавов. В последние годы эти представления не пользуются широкой популярностью.

Многочисленные исследования посвящены разработке эпигенетической гидrogenной модели (А. И. Германов, А. И. Перельман, А. М. Лурье и др.). Рудообразование связывается с циркуляцией подземных вод и выщелачиванием элементов из вмещающих пород. В частности, при формировании медистых песчаников предполагается, что медь заимствуется из красноцветных отложений. Отложение сульфидов происходит в литифицированных толщах при наличии геохимических барьеров, где присутствие сероводорода объясняется:

- его наличием в осадочных отложениях;
- биогенной сульфатредукцией (за счёт бактерий);
- восстановлением сульфатов углеводородами, растворёнными в подземных водах или сопровождающими их циркуляцию; данные представления вызывают особый интерес, так как они объясняют нередко наблюдаемую пространственную связь амагматогенных месторождений с нефтегазоносными проявлениями.

Модель эпигенетического гидрогенного рудообразования на примере медистых песчаников показана на рис. 3.45.

Основными признаками эпигенетического гидрогенного рудоотложения являются:

- наличие секущих прожилков, жил;
- сравнительно высокая температура (200-70 °С) образования рудных минералов;
- наблюдаемая стадийность минеральных парагенезисов;
- проявление нередко гидротермально-метасоматических преобразований вмещающих пород.

Таким образом, подводя итог обзору генетических моделей амагматогенных месторождений, отметим, что, несмотря на их многообразие, наиболее удовлетворительными из них являются:

- сингенетическая первичноосадочная с последующими эпигенетическими преобразованиями;
- сингенетическая гидрогенно-осадочная;
- эпигенетическая гидрогенная.

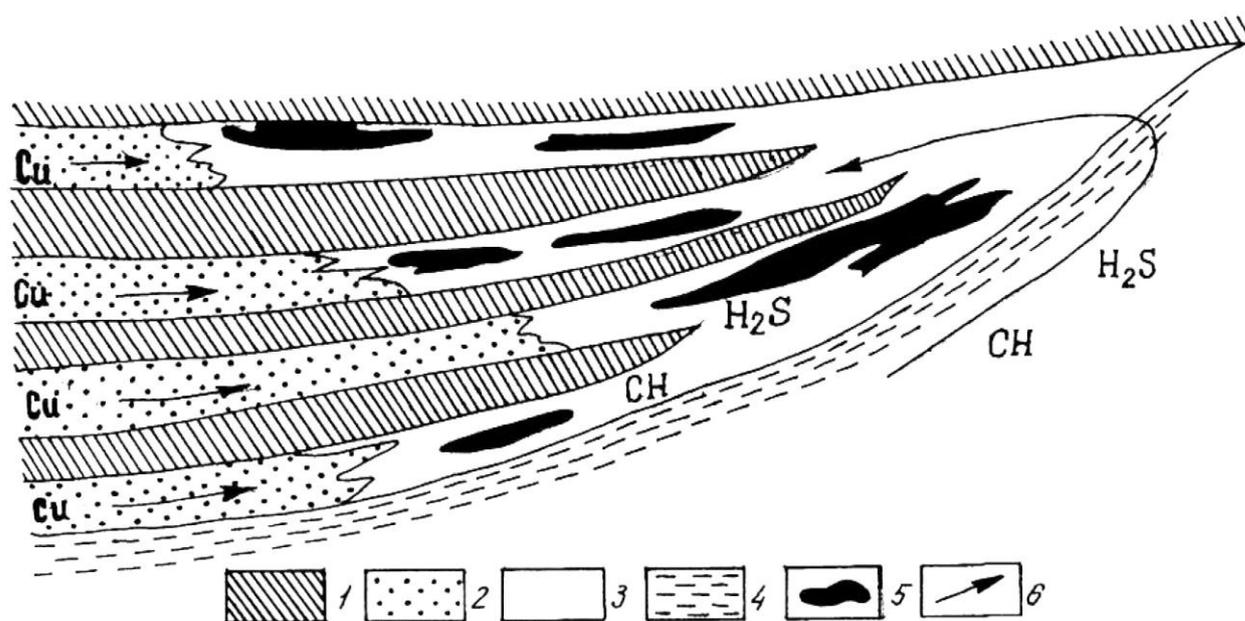


Рис. 3.45. Модель эпигенетического гидрогенного образования медистых песчаников (по А. М. Лурье):

1-3 – красноцветная толща: 1 – непроницаемые аргиллиты; 2 – проницаемые песчаники и конгломераты; 3 – вторично восстановленные породы; 4 – серо-цветные осадочные отложения; 5 – рудные тела; 6 – пути движения меденосных (Cu), сероводородсодержащих (H₂S) или углеводородсодержащих (CH) гидрогенных растворов

Две последние концепции нередко (А. М. Лурье) объединяются в единую гидрогенную. При этом предполагается, что рудоотложение может происходить как в породах (литифицированных или нелитифицированных), так и на дне водных бассейнов.

Ряд исследователей отстаивают точку зрения о высвобождении ценных компонентов при зеленокаменных преобразованиях вулканитов (М.Б. Стефенс), их пропилитизации (В. Ф. Рудницкий) или же в связи с палагонитизацией вулканических стекол (А. Г. Злотник-Хоткевич).

Некоторые исследователи, в частности Д. М. Франклин, указывают на специфические металлоносные фации вулканогенных пород (лахаровые образования).

3. О полигенном источнике рудного вещества, т. е. часть вещества имеет мантийно-коровое происхождение, часть – внемагматическое происхождение. Данная точка зрения в настоящее время наиболее широко распространена. Однако не надо забывать, что полигенные точки зрения нередко отражают лишь уровень наших знаний.

Проблема источников серы, в связи с тем, что многие вулканогенные месторождения являются сульфидными, остается весьма актуальной и дискуссионной. Представления о них базируются в основном на данных изотопного анализа. Существуют различные мнения об источниках серы вулканогенных месторождений: а) о мантийно-коровом их происхождении; б) об образовании ее при восстановлении сульфата, растворенного в морской воде (количество его достигает 0,5 %) как биогенным, так и химическим ($\text{CH}_3\text{COOH} + 4\text{H}_2\text{O} + 2\text{SO}_4 = 2\text{CO}_2 + 6\text{H}_2\text{O} + 2\text{S}$) путем; в) об извлечении ее из пластов морских осадочных отложений. Наиболее распространена точка зрения о двойственном источнике серы: а) сера из сульфатов морской воды; б) сера магматического происхождения, в том числе связанная с серными газами газонасыщенных вулканических расплавов в участках их извержения.

Источники гидротермальных растворов. Классическая гипотеза предполагала, что гидротермальные растворы образуются на глубине при кристаллизации магматических и субвулканических тел или же в связи с мантийными процессами (трансмагматические растворы, по Д. С. Коржинскому).

В последние годы данная гипотеза подвергалась пересмотру, так как было установлено, главным образом, по данным изотопного анализа водорода и кислорода, что в областях современного вулканизма основную роль играют вадозные (метеорные) воды, количество же магматических (ювенильных) вод не превышает 10-15 %. Новые гипотезы основаны на участии в гидротермальном процессе вадозных вод.

Наиболее популярными за рубежом являются морские (океанические, озерные, реже атмосферные) воды. Метеорные воды, проникая в земную кору в глубины на несколько километров, разогреваются, становятся химически агрессивными и выжимаются уже как гидротермальные растворы на поверхность Земли.

Наиболее распространены представления об образовании гидротермальных растворов за счет обогащения солями погребенных метеорных вод при их разогреве и взаимодействии с вмещающими породами. Характер нагрева пластовых вод трактуется по-разному. За рубежом господствует точка зрения о нагреве их неглубоко залегающими остывающими интрузиями. В нашей стране распространена концепция В. В. Аверьева о нагреве пластовых вод ман-

тийными эманациями из зон глубинных разломов; интрузивы при этом играют второстепенную роль.

Компромиссной точки зрения (смешанные воды ювенильного и метеорного происхождения) придерживаются немало специалистов в области вулканогенно-осадочного рудообразования.

Способы и обстановка отложения рудного вещества. Данные по этому вопросу основаны преимущественно на наблюдениях действующих рудообразующих систем в областях активного вулканизма, отчасти на реставрации геологического материала древних месторождений.

В зависимости от места рудоотложения (внутри вулканогенных толщ или при выходе растворов на поверхность) выделяют соответственно два класса: субвулканический (гидротермально-метасоматический) и гидротермально-осадочный.

Руды субвулканических месторождений характеризуются малой глубиной формирования от поверхности (обычно до сотен метров) и широким диапазоном температур кристаллизации минеральных парагенезов. Они выполняют трещины, полости внутри вулканогенных толщ или же образуются метасоматическим путем. Причины рудоотложения те же, что и для класса жильных гидротермальных месторождений.

Газогидротермы, выходящие на поверхность Земли в континентальных условиях, обычно не ведут к концентрации минерального вещества, так как происходит его рассеивание. Благоприятной обстановкой рудоотложения является дно водных бассейнов. Рудное вещество может отлагаться непосредственно в местах выхода гидротерм, образуя проксимальные залежи, или же переносится, формируя в удалении дистальные залежи.

Возможны три основных способа отложения рудного вещества из газогидротерм в подводных условиях:

1. Из металлоносных рассолов, образованных на дне водных бассейнов восходящими гидротермами.

Необходимым условием для образования рудных осадков является скопление рассолов во впадинах морского дна и возникновение относительно замкнутых систем. Возможна миграция линз донных рассолов, перемещение их в ближайшие понижения дна с образованием проксимальных залежей.

Рудоотложение происходит в периоды затухания активной вулканической деятельности, в спокойных гидродинамических и сейсмотектонических режимах.

Причины выпадения рудного вещества большинство исследователей (Дж. Бишофф, Т. Сато, С. Н. Иванов, Н. С. Скрипченко, А. Г. Твалчрелидзе) видят в наличии перепада давлений на границе дно бассейна – морские воды, а также в наличии окислительно-восстановительного градиента между рассолом (зоной рудоотложения) и морской водой.

Современные рудообразующие системы с таким способом рудоотложения были обнаружены еще в конце XIX столетия в Красном море, известны во впадине Санторин (Эгейское море), отдельных участках Галапагосского рифта.

2. Кристаллизация с образованием трубообразных тел твердых руд в местах выхода на дно гидротермальных струй. Такие трубы высотой до 5 м, полые внутри, получили названия «белых» (вынос взвесей-дымов кремнезема, барита, ангидрита) или «черных (взвеси сульфидов) курильщиков» (рис. 3.29). «Курильщики» неустойчивы, их частичное или полное разрушение приводит к образованию холмообразных скоплений («сульфидных холмов») диаметром обычно до 35 м в основании и высотой до 15 м. Холмы могут быть одиночными или сросшимися.

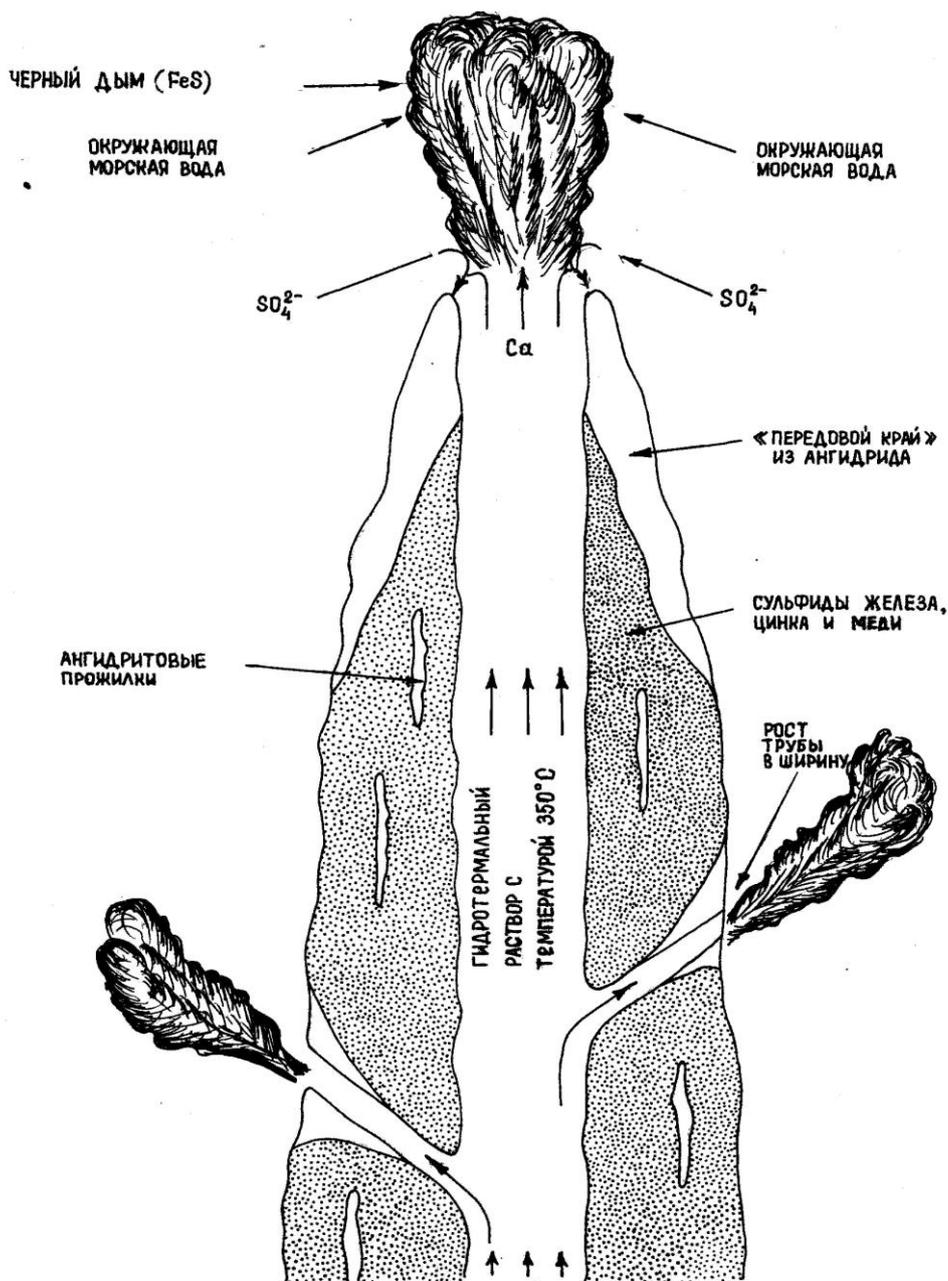


Рис. 3.29. Строение «черного курильщика» (по Эмонд Д. М., Карен фон Дамм)

Современные рудообразующие системы такого типа были открыты в 1978 году в результате глубоководных исследований (США, Франция) в районе Галапагосского рифта. Это одно из величайших открытий в геологии за последние столетия. В настоящее время они известны более чем в 100 участках океанического дна, в том числе не только в рифтовых зонах, но и в окраинных морях, задуговых и междуговых бассейнах.

Характерным является обилие фауны в участках разгрузки на дне горячих (максимальная температура достигает 350 °С) гидротерм. Впервые здесь обнаружены червеобразные организмы длиной до 1,5 м и диаметром до 5 см, получившие название вестиментифер. Обильные заросли этих организмов розового цвета образно названы «розовым садом».

3. Придонное рудоотложение в нелифитизированных породах. Способ отложения переходный к гидротермально-метасоматическому, руды такого генезиса получили название «придонные импрегнационно-метасоматические». Наряду с осадочным процессом в пустотах между глыбами происходит метасоматическое замещение тонких фракций цемента, сорбция рудного вещества отдельными разностями пород, органическими остатками и пр.

Наиболее распространены три группы моделей формирования гидротермальных вулканогенных месторождений:

1. Классическая гипотеза предполагала, что гидротермальные растворы и металлы поступали из тех же глубинных магматических очагов, которые питали рудовмещающие вулканогенные комплексы (рис. 3.30, А). Растворы, используя те же пути движения к поверхности Земли, что и расплавы, сопровождали вулканизм. По мнению сторонников этой гипотезы, причины рудообразования кроются в особенностях дифференциации и контаминации магматических расплавов.

2. Во второй половине 70-х годов Х. Омото, Е. Т. Спунером и др. предложена принципиально новая модель, основанная на предположении о конвективной циркуляции (рециркуляции) морской воды через толщи вулканогенных образований (рис. 3.30, Б). Морская вода, проникая по трещинам на глубины до первых километров, разогревается неглубоко залегающими интрузивами и, поднимаясь вверх, выщелачивает рудное вещество из вмещающих пород с последующим отложением его в местах выхода гидротерм на дне водных бассейнов. В нашей стране модель рециклинга рассматривается в работах А. И. Кривцова и др.

Необходимыми условиями активности рудообразующих систем такого типа, по П. Рона, являются: а) вулканический источник тепла; б) океаническая вода; в) проницаемая порода.

3. Элизонная модель вулканогенно-осадочного рудообразования может быть рассмотрена на примере уральских колчеданных месторождений (рис. 3.30, В). Необходимые условия для работы такой рудообразующей системы приводятся на рис. 3.31.

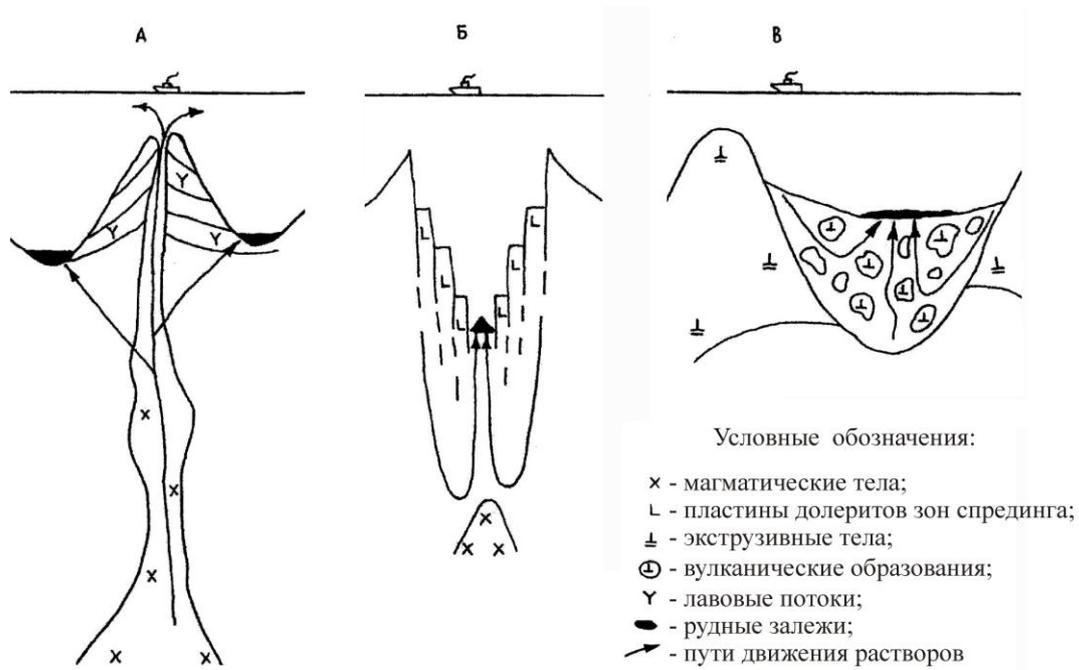


Рис. 3.30. Модели вулканогенно-осадочного рудообразования

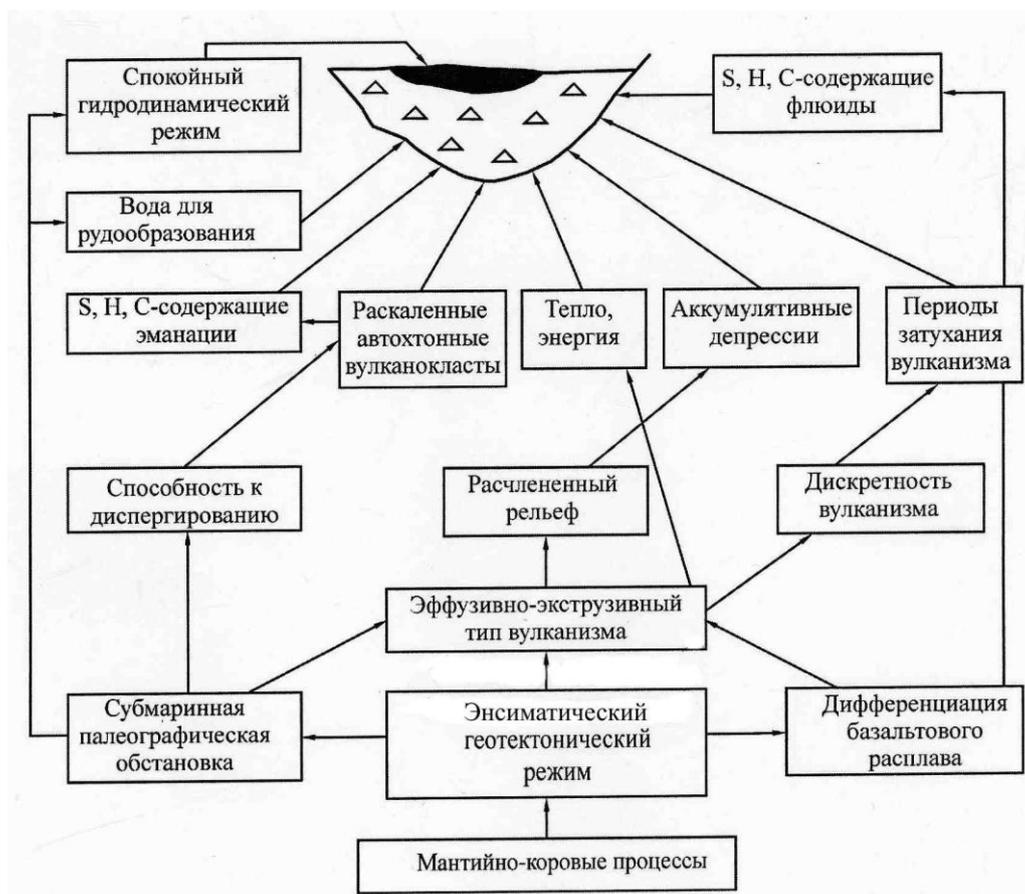


Рис. 3.31. Принципиальная схема палеовулканических и палеогидротермальных обстановок формирования уральских колчеданных месторождений

руд Урала) и бокситы (преимущественно в тропических странах; уникальное по запасам месторождение Боке в Гвинее). В последние годы весьма перспективными являются остаточные месторождения золота, образующиеся при выветривании осадочных и метаморфических пород с его повышенным содержанием (Австралия, Южная Америка, Енисейский кряж в России). Кроме того, известны остаточные месторождения апатита, барита, редких земель.

3.4.3. Класс инфильтрационных месторождений

Легкорастворимые в зоне аэрации компоненты кор выветривания могут быть переотложены в её нижних частях или же за её пределами с образованием инфильтрационных залежей (рис. 3.49).

Инфильтрационные залежи в пределах распространения кор выветривания локализируются обычно на границе рыхлых и коренных пород. Минеральное вещество концентрируется в виде конкреций, почек, гнезд или же в виде секреций, корок, прожилков. В связи с этим В. А. Обручев выделял конкреционные и сегрегационные типы месторождений.

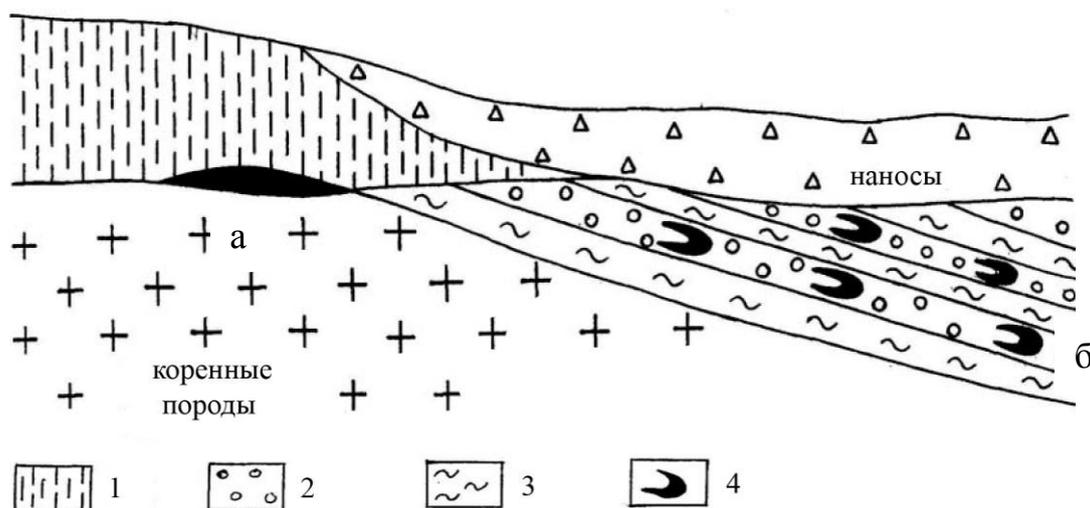


Рис. 3.49. Типовой разрез инфильтрационных месторождений:

1 – остаточная кора выветривания; 2 – песчаники, брекчии; 3 – глинистые породы; 4 – инфильтрационные залежи: а – пластовые залежи; б – ролловые

Основным фактором осаждения является изменение физико-химических условий: смена кислотной среды щелочной (см. табл. 3.13), а также окислительной обстановки восстановительной.

Вынесенные грунтовыми водами из кор выветривания ценные компоненты могут осаждаться за ее пределами в горизонтах проницаемых пород. В таких случаях, кроме пластообразных залежей, гнезд и линз, особенно на урановых месторождениях, образуются неправильные серповидные тела, получившие название роллов. Изгиб их обусловлен более активным течением пластовых вод в осевой части проницаемого горизонта (рис. 3.50). Перенос рудных элементов осуществляется в форме весьма подвижных карбонатных, сульфатных соеди-

нений и гидрозолей. Важнейшими факторами осаждения являются: а) геохимические барьеры, в первую очередь изменение рН и Eh водной среды; б) сорбция органическими остатками, в том числе торфом, бурыми углями; в) взаимодействие металлоносных вод с фосфатами, арсенатами и карбонатами. В связи с этим характерной чертой инфильтрационных залежей данного типа является залегание в горизонтах проницаемых (обычно осадочных) пород, содержащих органику, карбонаты, фосфаты, арсенаты. Образование серы связывается с восстановлением её из гипса или ангидрита жидкими углеводородами:

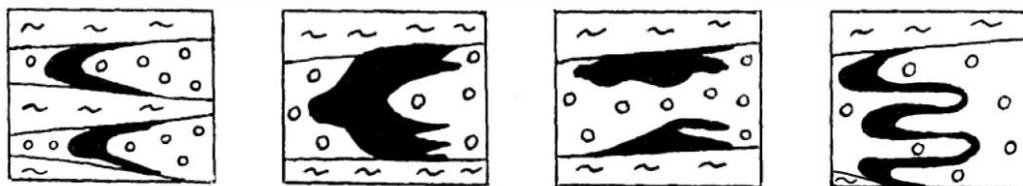


Рис. 3.50. Характерные формы внутрипластовых роллов (по Н. П. Лаверову)

Заметно, что по условиям образования инфильтрационные месторождения схожи с амагматическими стратиформными. Главное отличие в том, что источником вещества в первом случае является кора выветривания, а во втором – неизменные горные породы.

«Лицо» инфильтрационных месторождений определяют урановые месторождения, залегающие в песчано-глинистых отложениях пестроцветных толщ континентального происхождения. Парагенезис рудных минералов представлен урановой чернью и смолкой (UO_2), коффинитом ($\text{U}(\text{SiO}_4)_1 \cdot (\text{OH})_{4x}$), роскоэлитом ($\text{KV}_2[(\text{OH})_2\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$), карнотитом ($\text{K}_2[(\text{UO}_2)_2\text{V}_2\text{O}_8] \cdot 3\text{H}_2\text{O}$) с примесью сульфидов, карбонатов, барита, флюорита. Примеры месторождений: Тюя-Муюн (Ср. Азия), Моньюмент – Валли, плато Колорадо в США (рис. 3.51, А), Йиллирри (Австралия), Раббит-Лейк (Канада) (рис. 3.51, Б), Далматовское (рис. 3.52), Добровольное (Россия). Месторождение Раббит – Лейк, в котором крутопадающие жилообразные тела первичных руд в раннепротерозойских гнейсах переходят в перекрывающих позднепротерозойских песчаников в пологую линзу вторичных руд, относится к образованиям типа «несогласие». Размещение некоторых инфильтрационных месторождений урана, в частности Далматовского, Добровольного, контролируется палеодолинами рек (рис. 3.53).

Крупнейшие провинции инфильтрационного типа урановых руд (Кызыл - Кумская, Сыр-Дарьинская и Чу-Сарысузская) находятся в Узбекистане и юге Казахстана.

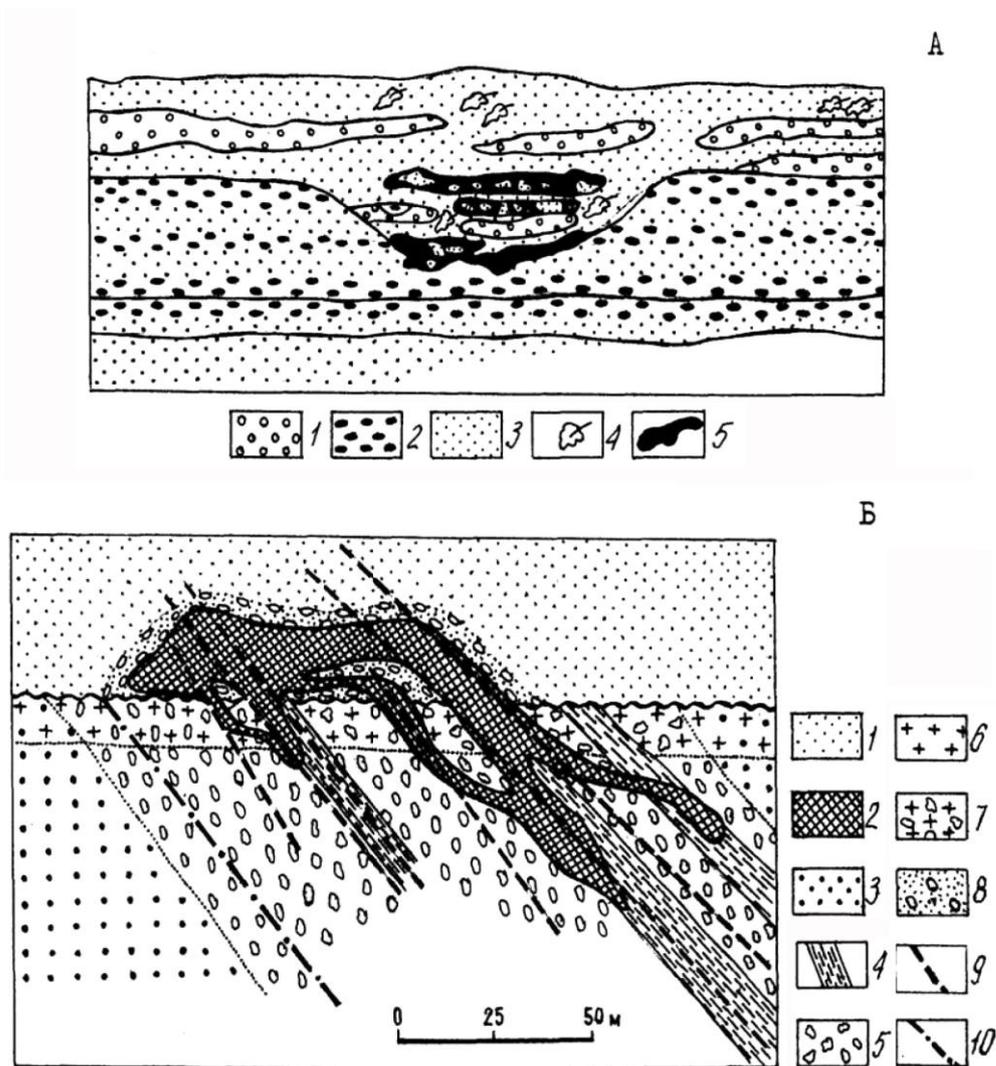


Рис. 3.51. Геологические разрезы инфильтрационных урановых месторождений: А – Моньюмент-Валли, плато Колорадо (по П. Керру), Б – Раббит-Лейк, Канада (по Н. П. Лаверову и др.):

А: 1 – конгломераты; 2 – аргиллиты; 3 – песчаники; 4 – окаменелые растительные остатки; 5 – урановая руда. Б: 1 – песчаники формации Атабаска; 2 – руда; 3 – неизменные гнейсы; 4 – графитовые сланцы; 5 – измененные гнейсы; 6 – риолиты; 7 – измененные риолиты; 8 – измененные песчаники; 9 – зоны дробления; 10 – надвиг Атабаска

Ванадиевые месторождения, часто комплексные с ураном, распространены во многих странах, но наибольшее значение имеют в США (плато Колорадо) и Канаде (бассейн Атабаска).

Месторождения серы известны в Поволжье (Алексеевское), Средней Азии (Гаурдак).

Железорудные месторождения обычно небольшие по запасам, в качестве примера можно привести Алапаевское на Урале.

Медные месторождения инфильтрационного типа близки к стратиформным медистым песчаникам, но отличаются минеральным составом руд: малахит, азурит, хризоколла, самородная медь, халькозин. Вероятно, к инфильтра-

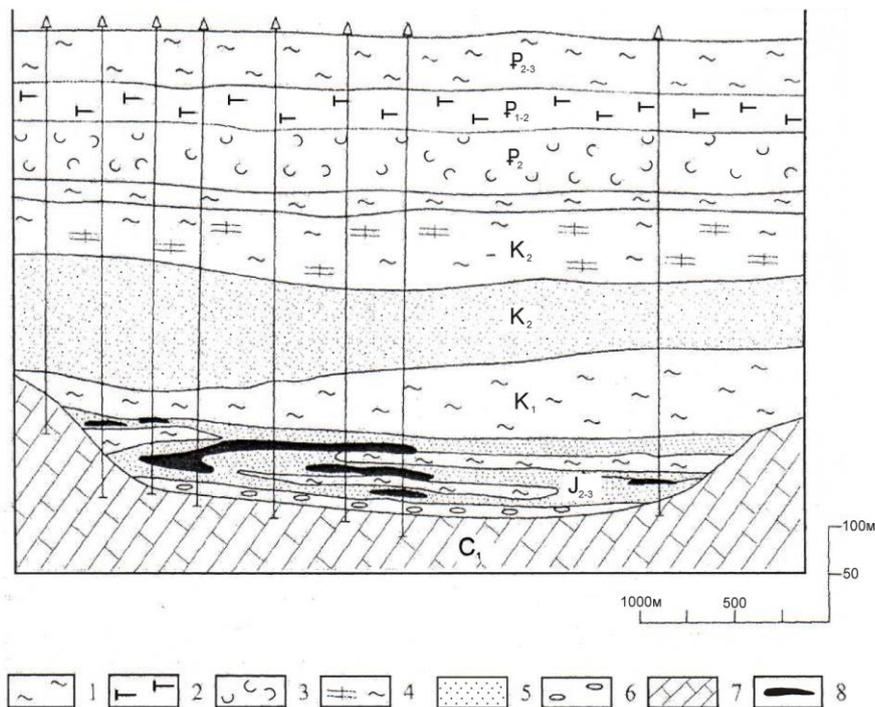


Рис. 3.52. Геологический разрез месторождения Далматовское по линии 1-Γ (по Е.А. Пятнову):

1 – глины, алевролиты; 2 – диатомиты; 3 – опоки; 4 – мергели, мергелистые глины; 5 – пески, песчаники; 6 – валунно-галечные отложения; 7 – известняки; 8 – рудные тела

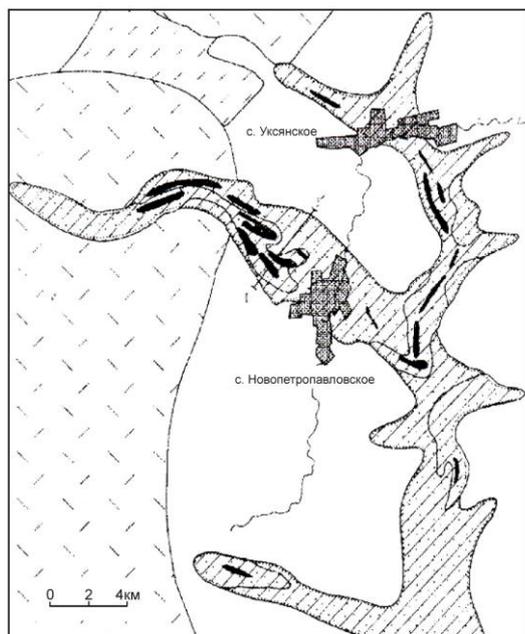


Рис. 3.53. Геолого-структурный план месторождения Далматовское (по Е.А.Пятнову):

1-3 – вулканогенно-осадочные породы фундамента (из них 2-3 – породы фундамента, специализированные на уран): 2 – риолиты и их туфы, 3 – углисто-кремнистые сланцы; 4 – границы палеосреза; 5-6 – аллювиальные отложения, выполняющие палеодолину – гравийники, пески, глины: 5 – первично сероцветные, 6 – эпигенетические окисленные; 7 – рудные тела



ционным относится месторождение Ла-Эсотика в Чили. Многочисленные рудопроявления меди известны в пермских песчаниках Приуралья (рис. 3.54). Именно из этих руд впервые в России в 1654 г. была выплавлена медь на Мотывилихинских заводах Перми.

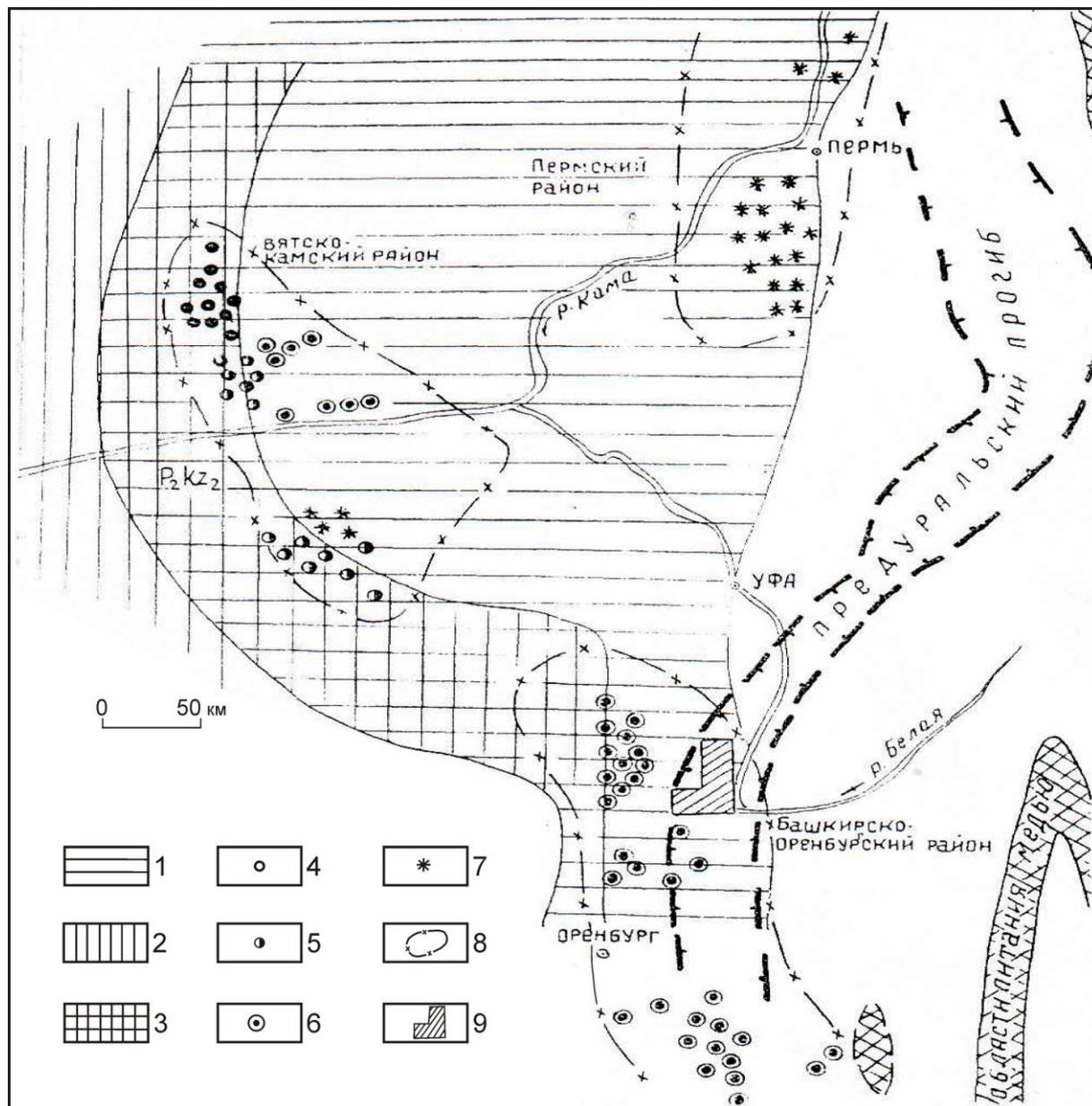


Рис. 3.54. Региональная зональность размещения разных типов рудопроявлений меди в Западно-Уральской меднорудной провинции (Лавров и др., 1980):

1 – континентальные красноцветные отложения P2u-P2kz2; 2 – морские отложения P2kz2; 3 – переслаивание морских и континентальных отложений P2kz2; 4-7 – рудопроявления меди: 4 – в прибрежно-морских осадках P2kz2; 5 – в лагунных осадках P2kz2; 6 – в континентальных красноцветных осадках P2kz2; 7 – в континентальных красноцветных осадках P2u; 8 – границы меденосных районов; 9 – Мелеузовская площадь

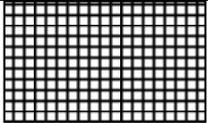
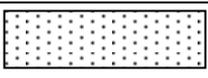
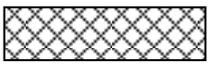
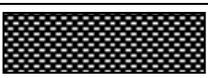
3.4.4. Поверхностные изменения месторождений

Полезные ископаемые месторождений, попадая на поверхность или приповерхностную зону земной коры, так же, как и породы, подвергаются выветриванию. По степени устойчивости полезных ископаемых выветриванию месторождения можно разбить на три группы (по В. И. Смирнову, с сокращениями):

1. Месторождения неизменяющиеся или слабоизменяющиеся: хромиты, касситерит, бокситы, горный хрусталь, диатомиты, кварциты.
2. Месторождения, минеральный состав которых изменяется, но интенсивного выноса компонентов не происходит, то есть химический состав в целом сохраняется или меняется незначительно. Это карбонатные руды железа и марганца, переходящие в оксидные и гидроксидные разновидности. В свинцовых месторождениях галенит замещается англезитом и церусситом.
3. Месторождения, в которых изменяется не только минеральный, но и химический состав. В крайних случаях на месте первичных полезных ископаемых могут возникать совершенно новые. В частности, «железные шляпы» колчеданных месторождений по сути представляют собой железорудные месторождения (табл. 3.15).

Таблица 3.15

Типовая схема зональности поверхностных изменений сульфидных месторождений

Зоны циркуляции воды	Зоны	Подзоны	Колонка	Минеральный состав
	изменений			
Аэрации	Окисления	Полное окисление		Лимонит, малахит, азурит
		Выщелачивания		Барит, золото, кварц
		Вторичного оксидного обогащения		Тенорит, куприт, самородная медь
Истечения	Вторичного сульфидного обогащения			Борнит, ковеллин, халькозин
Застойные воды	Первичные руды			Пирит, халькопирит

Типоморфным минералом окисленных руд кобальта является эритрин $\text{Co}_2(\text{AsO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$, никеля – аннабергит $\text{Ni}_3(\text{AsO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$, молибдена – повеллит $\text{Ca}(\text{MoO}_4)$.

Интенсивно меняется состав углей: увеличивается влажность, возрастает зольность, падает теплотворная способность.

При выветривании солей формируется «соляная шляпа» известняково-ангидрит-гипсового состава.

Наиболее интенсивные изменения при выветривании наблюдаются на сульфидных, в частности колчеданных, месторождениях.

В зоне аэрации, где воды просачиваются вниз, окисляют и растворяют сульфиды, образуется зона окисления, в которой выделяются подзоны полного окисления («железные шляпы»); выщелачивания («баритовой сыпучки»), обогащённая золотом; вторичного оксидного обогащения, с повышенным содержанием рудных элементов, вынесенных из вышележащих подзон (см. табл. 3.15).

В зоне истечения грунтовые воды становятся нейтральными или слабощелочными. Здесь происходят реакции между содержащими рудные элементы солями, привнесенными из зоны аэрации, и первичными сульфидами, в результате чего образуется зона вторичного сульфидного обогащения («цементации»). В зоне застойных вод, не содержащих свободного кислорода, изменения не происходят и руды сохраняют свой первичный облик.

Следует отметить, что в последние годы некоторые исследователи большое значение придают подводному выветриванию (гальмиролизу) как месторождений океанического дна, так и горных пород, в частности вулканогенных, в результате чего формируются залежи железо- и марганцево-кремнистых руд, бентонитовых и палагонитовых глин, глауконита.

3.5. Группа осадочных месторождений

Осадочными называются месторождения, возникшие, как правило, на дне водоемов в процессе осадконакопления. Водоемы могут быть речные, болотные, озерные и морские (океанические). Последние разделяют на континентальные (платформенные) и геосинклинальные.

Характерными чертами осадочных месторождений являются:

1) залегание среди осадочных толщ; 2) пластовая форма тел, размеры которых нередко весьма значительные: длина может достигать десятков километров, суммарная мощность до 500 м; 3) согласное с напластованием залегание; 4) литолого-стратиграфический контроль, имеющий нередко планетарные масштабы; 5) минеральный состав полезных ископаемых представлен: а) осадочными новообразованиями (соли, карбонаты, фосфаты); б) устойчивыми продуктами выветривания (глинистые минералы, гидрооксиды железа, марганца); в) устойчивыми обломками пород и минералов (рутил, кварц, полевой шпат); г) продуктами преобразования органических остатков. Осадочные месторождения (каустобиолиты, фосфориты, бокситы, руды железа, марганца и пр.) имеют огромное промышленное значение.

Мощнейшим источником полезных компонентов для образования осадочных месторождений является кора выветривания и горные породы, выходящие на поверхность. Масштабы химической и механической денудации ве-

щества реками оцениваются в десятки миллиардов тонн в год. Кроме того, мобилизация вещества происходит из солей, растворенных в морской воде. Органика является важнейшим источником вещества для каустобиолитов, фосфоритов и некоторых других полезных ископаемых.

Перенос вещества происходит преимущественно в водной среде, хотя транспортирующими агентами могут быть гравитационные силы, ветер, ледники. В водной среде транспортировка ценных компонентов происходит: а) в виде истинных растворов (легкорастворимые соли NaCl, KCl, MgSO₄, MgCl₂ и др.); б) в виде коллоидов (соединения железа, марганца и алюминия); в) в виде механических взвесей, частиц, обломков. В иных средах перемещение происходит механическим путем.

Осаждение в зависимости от агрегатного состояния полезных компонентов будет различаться, и в связи с этим выделяют три генетических класса; 1) механический – механическое осаждение твердых частиц, обломков; 2) химический – осаждение веществ, растворенных в воде: а) коллоидных (железо, марганец, алюминий); б) ионных (соли, сульфаты, карбонаты); 3) биохимический – накопление отмершей фауны и флоры с последующими химическими преобразованиями.

3.5.1. Класс механических осадочных месторождений

Механические осадки в зависимости от состава подразделяются на два подкласса: а) обломочных пород (гравий, пески, глины) и б) россыпных (алмазы, золото, платина). Разделение условное, нередко они совмещены и комплексно разрабатываются.

А. Месторождения обломочных пород

Данные месторождения образуются в результате физического разрушения горных пород с последующим переносом материала и механическим отложением его в водной среде. Осадочные горные породы широко развиты в земной коре, но полезными ископаемыми они будут считаться тогда, когда будут отвечать определенным требованиям (кондициям) промышленности.

По гранулометрическому составу среди обломочных пород различают: глыбы окатанные (>1000 мм), валуны (100-1000 мм), гальку (10-100 мм), гравий (1-10 мм), пески (1-0,1 мм), глину (<0,1 мм).

Глыбы окатанные и валуны характерны для ледниковых отложений и конусов выноса временных потоков.

Галька и гравий типичны для прибрежно-морской обстановки и рек.

Пески более разнообразны по своему происхождению: элювиальные, делювиальные, пролювиальные, аллювиальные, озерные, прибрежно-морские, флювиогляциальные. Среди них различают: мономинеральные (олигомиктовые), например кварцевые, и полимиктовые. Для последних типичны две разновидности: а) аркоза, состоящая из кварца и полевого шпата; б) граувакка, сложенная обломками различных пород и полевого шпата.

Глины терригенного происхождения образуются в той же обстановке, что и пески. Лёссовые глины, широко распространенные в отдельных регионах, в частности в Китае, имеют спорный генезис. Некоторые исследователи относят их к ледниковым образованиям, другие указывают на возможность формирования их за счет эолового переноса пыли. Глины, содержащие 50-60 % песка, называют суглинками. Песок с примесью глины 20 % получил название супеси.

Б. Россыпные месторождения

Россыпями называют рыхлые и сцементированные скопления обломочного материала, содержащие тяжелые и стойкие в химическом отношении полезные минералы (табл. 3.16).

Источниками вещества для образования россыпей являются: а) первичные (коренные) месторождения; б) акцессории и непромышленная вкрапленность минералов в горных породах.

В формировании россыпей различают три стадии: 1) механическое и химическое разрушение первичных минеральных масс; 2) транспортировку разрушенной минеральной массы, обычно в водной среде; 3) концентрацию полезных ископаемых путем механического осаждения, опять же обычно в водных бассейнах.

В процессе перемещения и отложения механических осадков происходит их разделение по крупности, объемному весу, механической прочности, химической устойчивости. По миграционной способности, зависящей от указанных параметров, А. А. Кухаренко выделяет три группы минералов: 1) с низкой миграционной способностью – шеелит, барит, киноварь, минералы, обладающие низкой твердостью; 2) с умеренной – золото, касситерит, магнетит, гранат, монацит, минералы, характеризующиеся высокой химической устойчивостью и, за исключением золота, умеренной твердостью; 3) с высокой – алмаз, платина, корунд, циркон, рутил, ильменит, минералы, имеющие высокую твердость и химическую устойчивость.

Россыпи могут быть простыми и сложными, содержащими несколько продуктивных слоев. Среди них различают современные и древние, обычно погребенные.

Генетические типы россыпных месторождений весьма разнообразны (рис. 3.55).

Таблица 3.16

Характеристика главных минералов россыпных месторождений

Полезные компоненты	Главные минералы	Содержание главных полезных компонентов, %	Примеси в минералах, имеющие промышленное значение	Плотность, г/см ³
Золото Платина	Золото самородное Поликсен	Au 50 – 99	Ag, Ir, Rh	5,6 – 19,3
		Pt 80 – 88	Os, Ir, Ru, Rh, Pd	15 – 19
Осмий, иридий Олово	Платина самородная Осмистый иридий	Pt до 96	Os, Ir, Ru, Rh, Pd	21,5
		Изоморфный ряд Os и Ir	Pt, Ru, Rh	17 – 22,5
Вольфрам	Касситерит Вольфрамит	Sn 68 – 78	Ta, Nb, Se, TR, Ir	6,5 – 7,1
		WO ₃ 74 – 76	Ta, Nb, Se, TR	7,1 – 7,5
Титан	Шеелит Рутил	WO ₃ – 80	TR	5,9 – 6,0
		TiO ₂ 88,6 – 98,2	Se, Nb, Ta	4,2 – 4,3
Цирконий	Ильменит Лейкоксен	TiO ₂ 34,4 – 68,2	Se, Nb, Ta, V, TR	3,7 – 4,8
		TiO ₂ 55,3 – 97,0	Se, TR, Nb, Ta	3,3 – 4,1
Ниобий, тантал	Циркон Бадделеит	ZrO ₂ 60 – 67	Nf, Th, Se, Y, TR	4,5 – 4,7
		ZrO ₂ 95 – 99	Hf, TR, Th	5,4 – 6,2
Редкоземельные элементы	Колумбит Танталит	Nb ₂ O ₅ 59 – 76, Ta ₂ O ₅ 1 – 20		5,0 – 6,0
		Ta ₂ O ₅ 63 – 86, Nb ₂ O ₅ 0,2 – 20	Sn	7,0 – 8,0
	Ta ₂ O ₅ 55 – 80, Nb ₂ O ₅ 0,9 – 10	U, TR	5,9 – 6,4	
	Nb ₂ O ₅ 52 – 71, Ta ₂ O ₅ до 7	Tr, U, Th	3,8 – 4,7	
	ΣCe ₂ O ₃ 30–33,5, Nb ₂ O ₅ 8–12,8,	Sr, Th	4,6 – 4,9	
	Ta ₂ O ₅	U	4,9 – 5,5	
	ΣCe ₂ O ₃ до 35, ThO ₂ до 31	Th, Se, U	4,4 – 4,6	
	ΣY ₂ O ₃ до 61			

Окончание таблицы 3.16

Полезные компоненты	Главные минералы	Содержание главных полезных компонентов, %	Примеси в минералах, имеющие промышленное значение	Плотность, г/см ³
Ювелирные, ювелирно-поделочные и технические камни	Алмаз			3,5
	Рубин			4,0
	Сапфир			4,0
	Хризолит			4,0
	Топаз			3,5 – 3,6
	Берилл			2,8
	Гранаты			3,5 – 4,2
	Шпинель			3,6
	Янтарь			1,05 – 1,09
	Нефрит			2,8 – 3,3
	Агат			2,6
Пьезооптическое сырье	Горный хрусталь			2,6

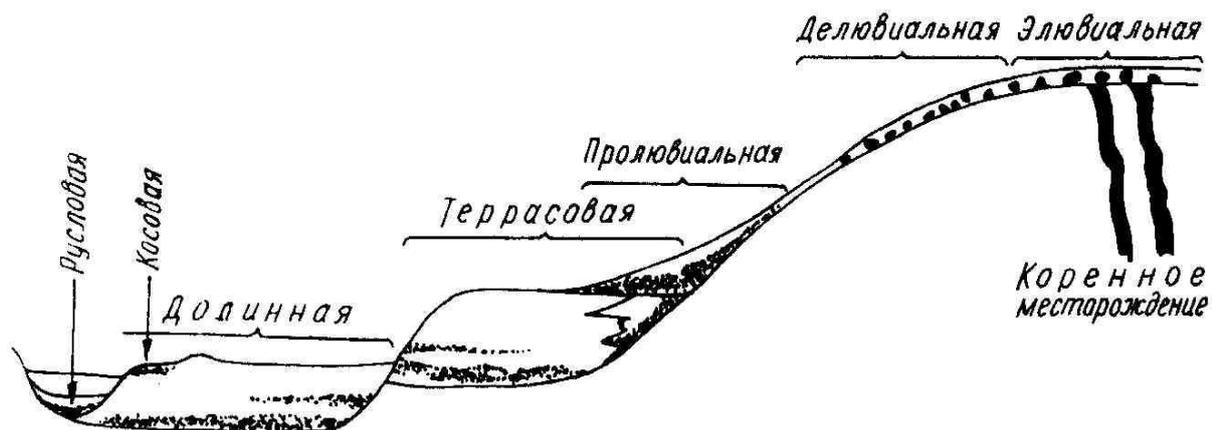


Рис. 3.55. Генетические типы россыпных месторождений (по В.И. Смирнову)

Кроме того, выделяют дельтовые; литоральные (морские); гляциальные (ледниковые); эоловые (ветровые) типы россыпных месторождений.

Элювиальные россыпи образуются при выветривании коренных месторождений. Среди них различают: а) необогащенные, представляющие развалы коренных выходов; б) обогащенные, когда происходит вынос пустых пород обычно дождевыми водами как механическим путем, так и растворением. Являются особо ценными при разработке алмазосных кимберлитовых трубок, в частности в ЮАР.

Делювиальные россыпи образуются при сортировке обломочного материала в процессе сползания его по склону под влиянием силы тяжести. Смещение зависит от угла склона, мощности осыпи, размеров обломков, их формы, плотности. Значительное влияние оказывают процессы солифлюкции, обусловленные переменным промерзанием и протаиванием горной массы. В условиях дифференциального смещения по склону происходит разделение обломков, а именно накопление наиболее тяжелых в нижней части делювиального слоя (рис. 3.56).

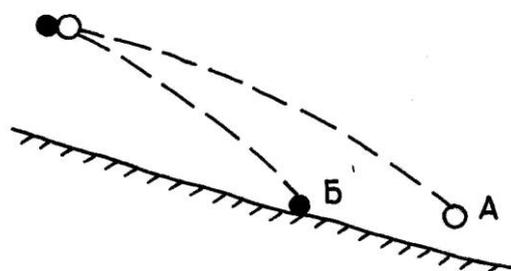


Рис. 3.56. Траектории движения легких (А) и тяжелых (Б) обломков при смещении их по склону

Форма делювиальных россыпей зависит от формы и условий залегания коренных рудных тел, а также рельефа. Жилы, располагающиеся по простиранию относительно ровного склона, дают трапециевидную форму делювиальной

россыпи. При системе жил, ориентированных вниз по склону, особенно в условиях расчлененного рельефа, россыпи имеет струйчатую конфигурацию (рис. 3.57). В распадках в формировании россыпей могут принимать участие временные водотоки. Такие россыпи называют ложковыми. Делювиальные россыпи имеют важное значение для поиска коренных месторождений. Известны делювиальные россыпи золота и алмазов в Африке; горного хрусталя – на Урале, касситерита и вольфрамита – в Забайкалье, валунчатых железных руд на Урале.

Пролювиальные россыпи формируются у подножия гор вследствие смывания временными потоками обломочного материала. Промышленные скопления чрезвычайно редки. В качестве примера приводится россыпь Луембе-Чиумбе в Южной Африке.

Аллювиальные (речные) россыпи, наиболее широко распространенные, формируются в связи с перемещением донных осадков рек. Перемещение обломочного материала и концентрация ценных минералов объясняются по-разному.

Ю. А. Билибин предполагал, что под действием течения реки образуется активный слой перемещаемого материала. При этом в верхней части движение происходит быстрее за счет перекачивания и подскоков обломков, а в нижней, где перемещение происходит путем скольжения, – медленнее. Мелкие и легкие обломки будут уноситься быстрее.



Рис. 3.57. Струйчатая конфигурация делювиальной россыпи (по В. И. Смирнову):

1 – коренные жилы; 2 – делювиальная россыпь

Крупные и тяжелые под действием силы тяжести и более медленного перемещения постепенно погружаются в нижние части слоя, что в конечном счете и приводит к образованию промышленной россыпи.

М. А. Великанов, В. Н. Гончаров считают, что перемещение обломочного материала происходит не в активном слое, а лишь на поверхности дна реки. Основным способом передвижения является сальтация (скачок) обломков и перенос тонкой взмученной фракции. Отрыв обломков и их подскок обусловлен: а) относительно небольшой подъемной силой лобового сопротивления обломка горизонтальному течению реки; б) более существенными усилиями, возникающими при завихрениях турбулентного движения воды у дна реки; в) глубиной реки, с увеличением которой подъемное усилие уменьшается; г) размерами и весом обломка, с увеличением которых высота подскока уменьшается. Высота подъема и длина траектории перемещения легких и мелких частей будет больше, чем тяжелых и крупных. В отдельных участках могут возникать условия, где будет происходить сальтация лишь первых, а тяжелые и крупные обломки будут концентрироваться.

Н. А. Шило, Ю. В. Шумилов предполагают, что тяжелые ценные минералы, в частности золото, могут перемещаться лишь в сростках с легкими жильными (кварцем, карбонатом). В процессе перемещения жильные минералы истираются, а тяжелые рудные минералы осаждаются с образованием в отдельных участках промышленных концентраций.

В учении об образовании и эволюции золотоносных россыпей чрезвычайно интересной является проблема формирования самородков, или, по-иному, проблема «вторичного золота».

Большинство исследователей считает, что самородки образуются за счет кустового золота коренных жильных месторождений. В процессе перемещения происходит освобождение глыб с кустовым золотом от жильных минералов, его пластические деформации, сплющивание.

Некоторые исследователи не исключают возможности в формировании самородков «вторичного золота», предполагая, что золото может растворяться в грунтовых водах в виде хлоридных, коллоидных и гумусовых соединений и переотлагаться. На это указывают ряд фактов: а) старые россыпи при повторной разработке опять дают богатое золото; б) самородки («Большой треугольник» весом в 37 кг из бассейна р. Миасс на Урале; крупнейший, весом 68 кг, из Австралии и др.) встречаются значительно чаще, чем кустовое золото; в) в россыпях встречаются кристаллы; г) известны находки гаек, угольков из старых горных выработок с пленками, примазками золота.

В зависимости от положения в речной системе среди аллювиальных россыпей выделяют: русловые, долинные, террасовые и дельтовые.

Типовой разрез аллювиальной россыпи показан на рис. 3.58. Максимальная концентрация ценных минералов находится в нижних слоях, получивших название «пласт». «Ложный плотик» получил название из-за того, что в нём могут попадаться крупные глыбы, которые могут быть приняты за коренную породу. Ценные компоненты россыпей под действием силы тяжести могут проникать в трещины коренной породы (плотика). Поэтому при разработке россыпи проводится «задирка» плотика. Граница между коренной породой и рыхлым аллювием для россыпей золота и платины получила название «спай».

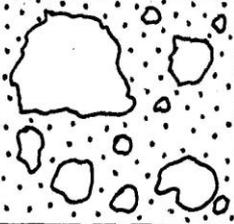
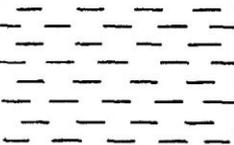
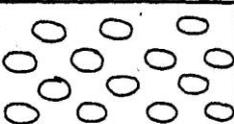
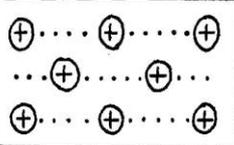
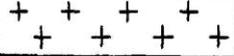
Колонка	Слой	Породы
	Почвенно-растительный	
	Ложный плотик	"Мусорные" породы смешанного петрографического и гранулометрического составов
	Торфа	Ил, глины, пески
	Пласт	Речники
		Пески
	Плотик	Коренные

Рис. 3.58. Типовой разрез аллювиальной россыпи

Поверхность плотика (рис. 3.59) оказывает существенное влияние на концентрацию ценных минералов. Ровный и гладкий плотик не благоприятствует

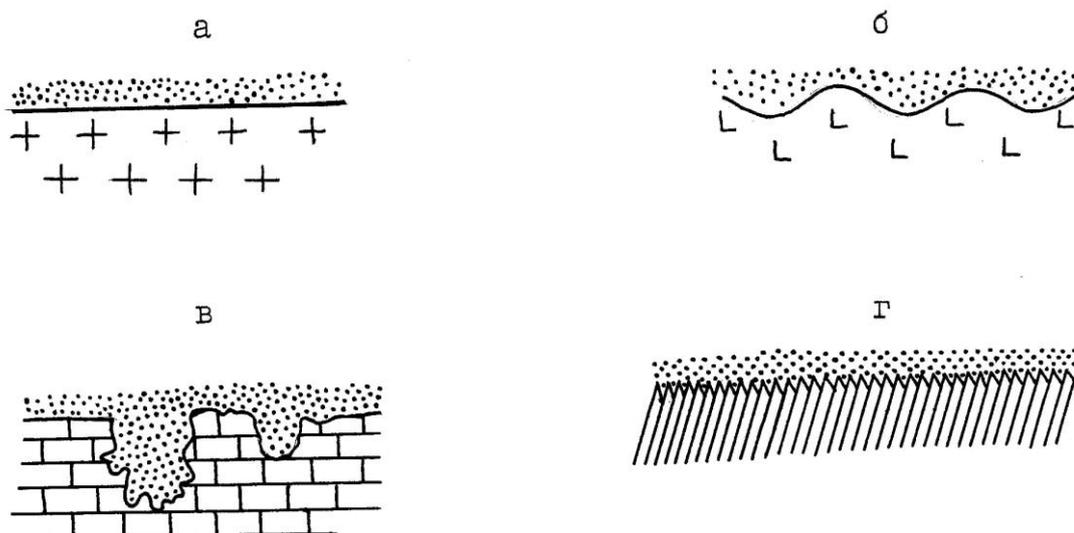


Рис. 3.59. Типы поверхности плотика:

а – ровный; б – волнистый; в – карстовый; г – ребристый

концентрации россыпей. Наиболее благоприятен для образования богатых и крупных россыпей ребристый плотик («сланцевые щетки»), когда река пересекает мощные зоны крутопадающих сланцев. Крупные, но неравномерные концентрации могут возникать при карстовом и волнистом плотиках.

Распределение ценных компонентов обычно струйчатое. В зависимости от характера плотика, угла его наклона, скорости реки, размеров и разработанности речной долины степень распределения ценных минералов будет различной, в связи с чем выделяют: хорошо выдержанные, выдержанные и невыдержанные россыпи (рис. 3.60). Длина аллювиальных россыпей зависит от многих факторов и обычно не превышает 10 – 15 км. Крупность и концентрация ценных минералов обычно уменьшаются с удалением от коренного источника.

Широко распространены аллювиальные россыпи:

– золота (Калифорния, Аляска, Бразилия, Австралия; Россия: Северо-Восток, Якутия, Саяны, Урал);

– платины (р. Ис на Урале, США, Ю. Африка, Колумбия);

– алмазов (р. Вишера на Урале, Якутия, Ю. Африка, Австралия, Индия).

В меньшей мере распространены россыпи касситерита, вольфрамита, драгоценных камней.

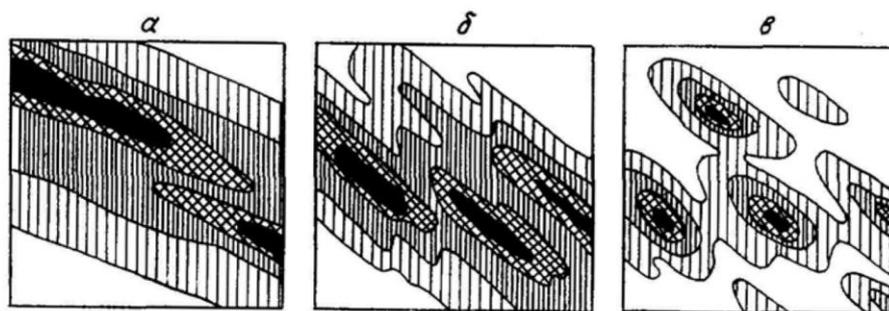


Рис. 3.60. Распределение ценных минералов в речной россыпи (по В. И. Смирнову):

Степень распределения ценных минералов: *a* – хорошо выдержанная; *b* – выдержанная; *v* – невыдержанная

Литоральные россыпи образуются в прибрежных частях морей и океанов за счет разрушения (абразии) берегов волнами, приливами-отливами и береговыми течениями.

Отличительной особенностью литоральных россыпей является, как правило, их огромная протяженность – десятки, а то и сотни километров. В поперечном разрезе они имеют форму плоских линз, выклинивающихся к берегу и открытому морю. Мощность продуктивного пласта небольшая – сантиметры, десятки сантиметров. Содержания ценных минералов немного выше, чем в аллювиальных россыпях, и могут достигать 50-80 % от массы осадков.

Ценные минералы литоральных россыпей представлены обычно аксессуориями горных пород: рутила, ильменита, циркона, монацита, которые часто в различных сочетаниях концентрируются совместно. Среди них различают со-

временные (восточное побережье Австралии, южная часть Индии, Бразилия, Индонезия) и древние, обычно мезозойского и более молодых возрастов (Среднее Приднепровье, Тиман, Северный Казахстан). Нельзя не указать также на широко известные россыпи янтаря (Калининградская область в России, Бирма, Румыния). Россыпи касситерита, вольфрамита встречаются реже, а еще реже золота, платины, алмазов.

Оптимальными условиями для образования литоральных россыпей являются:

1) стабильный профиль берега, где происходит непрерывное перемещение обломочного материала; абрадируемый и аккумулятивный берега неблагоприятны для накопления россыпей;

2) берега, сложенные корой выветривания кристаллических пород фундамента, насыщенных пегматитами и характеризующихся повышенным содержанием аксессуарных минералов.

Волны и приливо-отливы приводят к разрушению исходного материала. Процесс концентрации обусловлен тем, что возвратные волны, обладая меньшей силой, способны уносить в сторону открытого моря лишь более мелкие частицы. В россыпях будут накапливаться тяжелые ценные минералы и эквивалентные им по весу (но не по размерам) обломки пород и породообразующих минералов. Гидравлический эквивалент, представляющий собой отношение диаметра зерна тяжелого аксессуория к диаметру равновесного зерна кварца, составляет для циркона – 0,5, рутила – 0,6, золота – 0,12.

Береговые течения выполняют несколько иную роль, а именно: они разносят ценные минералы вдоль берега, формируя длинные узкие полосы литоральных россыпей, в том числе и за пределами выходов на берег благоприятных в отношении источников вещества горных пород. Наиболее оптимальные условия для продольного перемещения материала создаются при направлении береговых течений под углом 35-50° к берегу.

Ледниковые (гляциальные) россыпи образуются за счет перемещения ледников. Они не имеют большего распространения, но в последние годы привлекают внимание исследователей, особенно для объяснения происхождения россыпей в тех регионах, где коренные источники неизвестны. Среди ледниковых россыпей выделяют два подтипа:

а) моренные (собственно ледниковые), в которых отсутствует сортированность материала и концентрации ценных минералов чрезвычайно редки (золотоносные морены Аляски);

б) флювиогляциальные, где тающими водами отступающего ледника создаются условия для сортировки материала и повышения концентраций ценных минералов (золота в Новой Зеландии, платины в Канаде).

Эоловые россыпи также весьма экзотические, в качестве примера обычно приводится россыпь алмазов Намиб в Юго-Западной Африке. Образуются они обычно в пустынях за счет переноса ветром элювиальных масс. Кроме того, в таких же климатических зонах они ассоциируют с литоральными россыпями.

3.5.2. Класс осадочных химических месторождений

Страхов Н. М., один из выдающихся исследователей этого класса месторождений, в их образовании выделял три стадии: седиментогенез, диагенез и катагенез.

Седиментогенез (основная стадия), как и другой рудообразующий процесс, состоит из трех этапов: мобилизация вещества, его транспортировка и осаждение.

Мощнейшим источником вещества для образования осадочных химических месторождений являются кора выветривания и соли, растворенные в морской воде. Перенос вещества происходит в водной среде в виде истинных или коллоидных растворов. Вопрос об осаждении наиболее сложный.

Рядом зарубежных исследователей предполагается, что основным фактором осаждения минералов в той или иной форме является изменение рН и Eh водной среды (рис. 3.61). Л. В. Пустоваловым на этом основании предложена схема осадочной дифференциации (рис. 3.62).

Не отрицая влияние рН и Eh водной среды, Страхов Н. М. отмечал, что осадконакопление определяется сложной суммой факторов.

Во-первых, физико-географической (климатической) обстановкой. В связи с этим Н. М. Страховым выделено три типа литогенеза – гумидный, аридный и ледниковый.

Ледниковый тип на континентах с ледниковым покровом может быть назван примитивным. Аридный тип литогенеза характерен для территорий засушливых зон (пустынь, полупустынь). Спектр осадочных полезных ископаемых небольшой; наиболее типичны отложения солей, гипсов, доломита в лагунных зонах (рис. 3.63). Гумидный тип характерен для зон с повышенной влажностью и температурой. Эти условия способствуют образованию мощных кор выветривания и развитию органики. Осадочные полезные ископаемые, сформированные в условиях этого климата, наиболее разнообразны (см. рис. 3.63).

Во-вторых, определенное влияние на осадочный рудогенез оказывает эволюция атмо-, гидро- и биосферы в истории Земли (рис. 3.64).

В-третьих, особенности строения осадочных месторождений зависят от геотектонической позиции, в связи с чем они подразделяются на платформенные и геосинклинальные (табл. 3.17).

Страхов Н. М. впервые отметил значительную роль диагенеза и катагенеза в образовании осадочных полезных ископаемых.

Диагенез – это первый этап физико-химических преобразований неравновесной системы: твердая фаза осадка – иловая вода. Основными процессами являются: поглощение органическим веществом (живым и мертвым) свободного кислорода иловой воды; редукция оксидов Fe^{3+} , Mn^{4+} , SO_4^{2-} и др.; растворение твердых фаз SiO_2 , $CaCO_3$, $MgCO_3$ и др.; разложение органического вещества с переходом частично в газы (CO_2 , NH_4 , CH_4 и др.); обмен веществ между

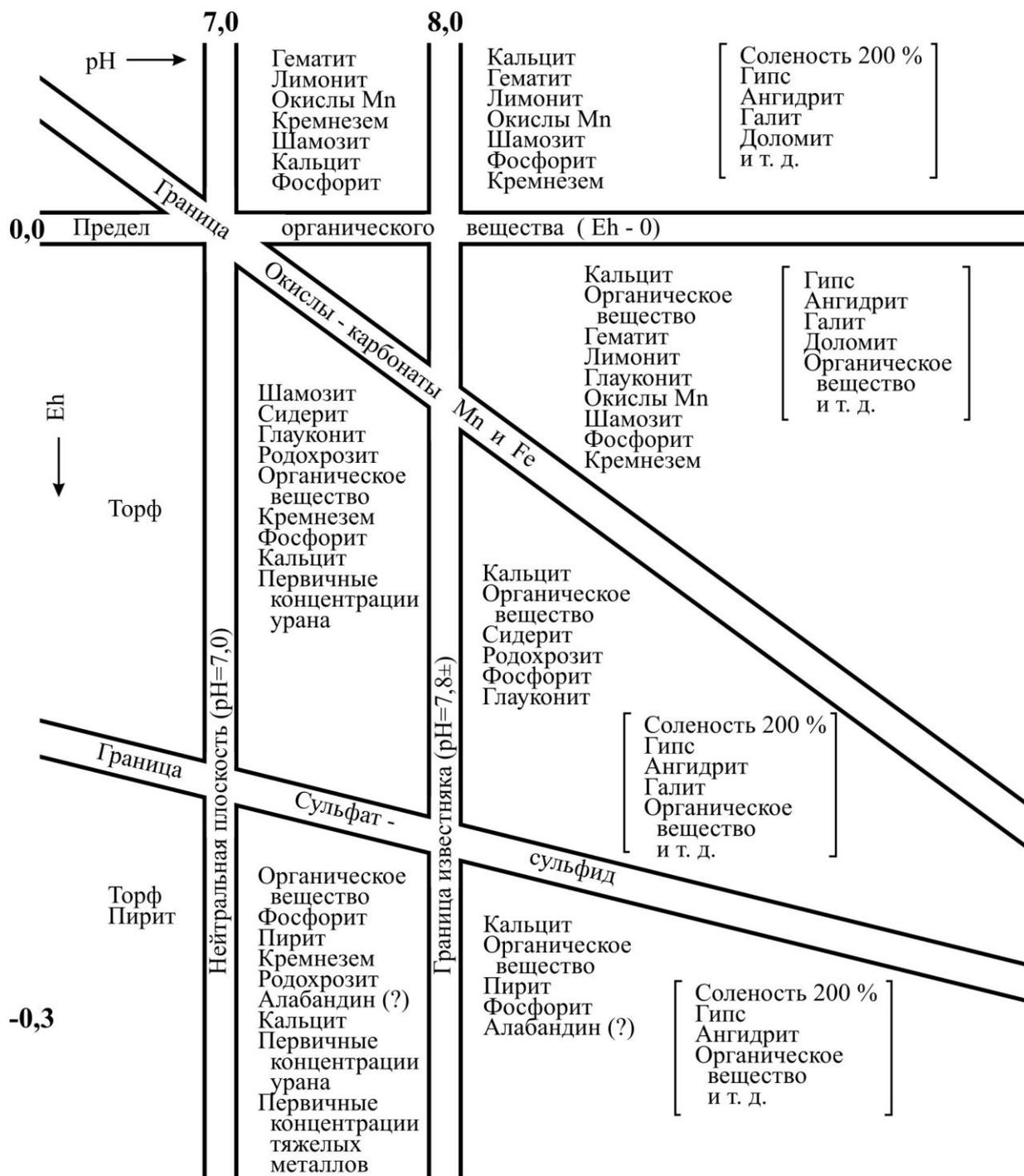


Рис. 3.61. Конечные ассоциации в химических осадках и характерные для них условия среды в выражениях Eh и pH (по Р. Гаррелсу).

Ассоциации, взятые в прямые скобки, относятся к растворам повышенной солености (по В. Крумбейну)

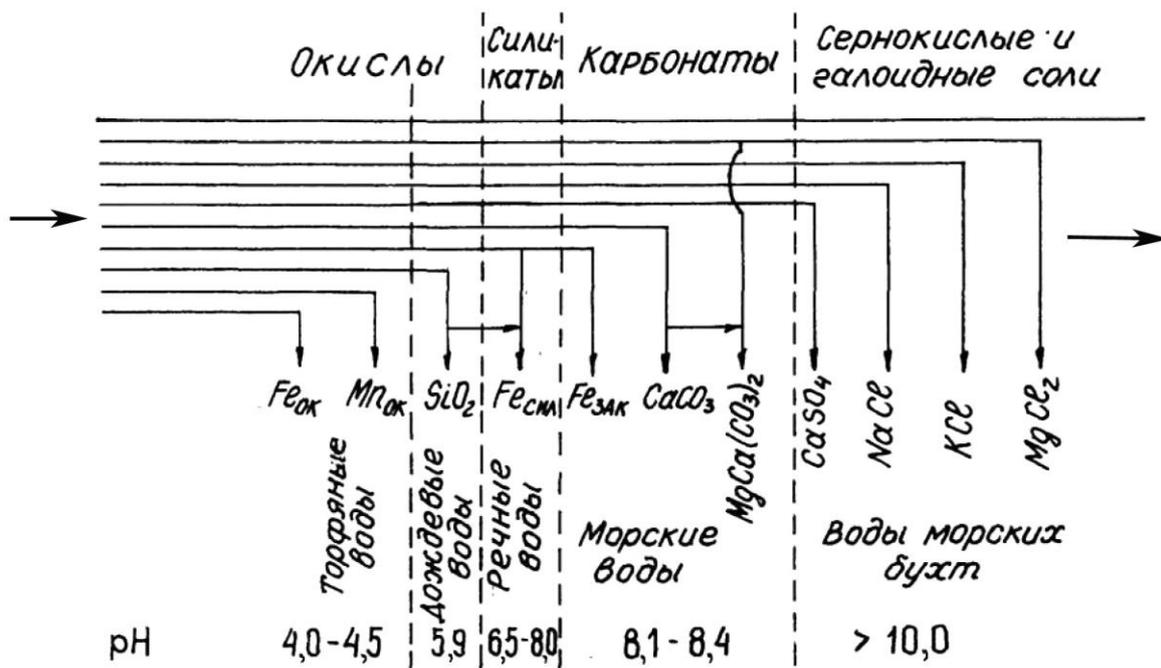


Рис. 3.62. Схема дифференциации вещества при осадочном процессе (по Л. В. Пустовалову)

Таблица 3.17

Отличительные признаки строения осадочных месторождений платформенного и геосинклинального типов

Геотектонические структуры	Особенности строения			
	число пластов	мощность пластов	мощность разреза	степень дислоцированности
Чехол платформ	Единичные	Значительная (до сотен метров)	Незначительная (десятки, сотни метров)	Слабая
Складчатые пояса	Многочисленные (десятки)	Незначительная (метры, десятки метров)	Значительная (км)	Интенсивная

наддонной водой и иловым раствором. При этом среда из окислительной превращается в восстановительную (Eh понижается, pH повышается). В ходе процесса аутигенного минералообразования отчетливо выделяют два типа: 1) окислительный с возникновением глауконита, цеолитов, фосфатов, опала; 2) восстановительный, когда образуются карбонаты, фосфаты, силикаты, лептохлориты и сульфиды. Новообразованные минералы вначале распределяются более-менее равномерно, затем происходит перераспределение с образованием конкреций, стяжений, пятен, линз. Вода при этом отжимается, но степень литификации все еще слабая.

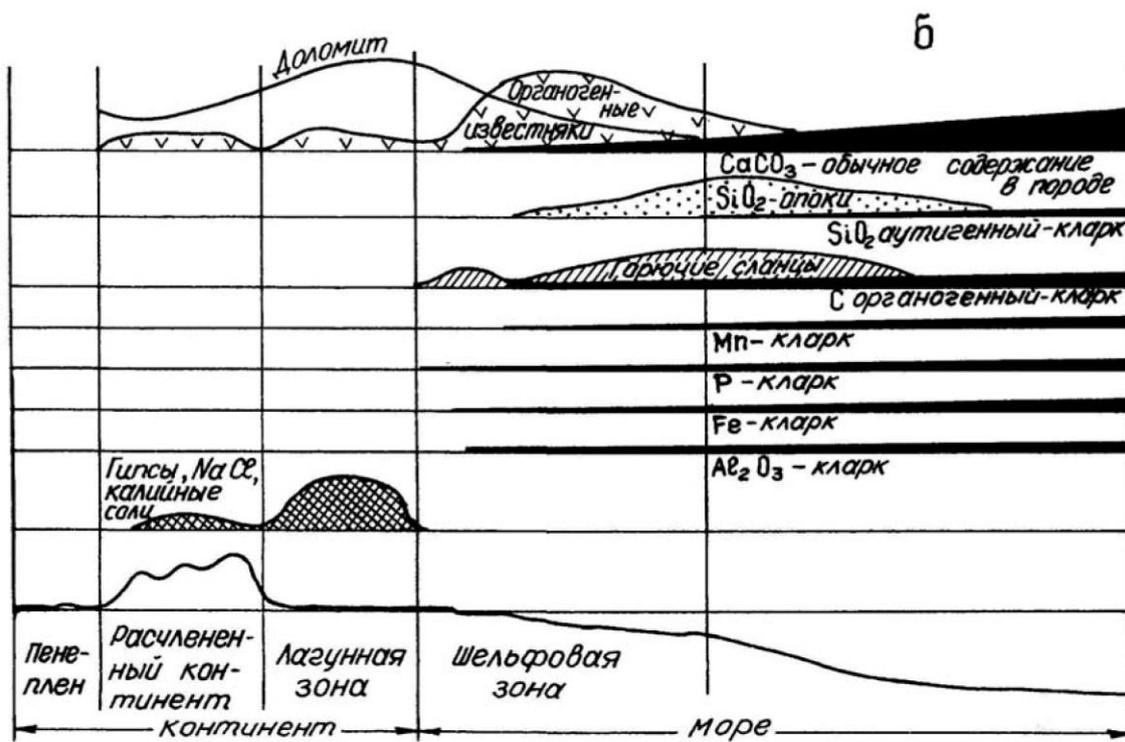
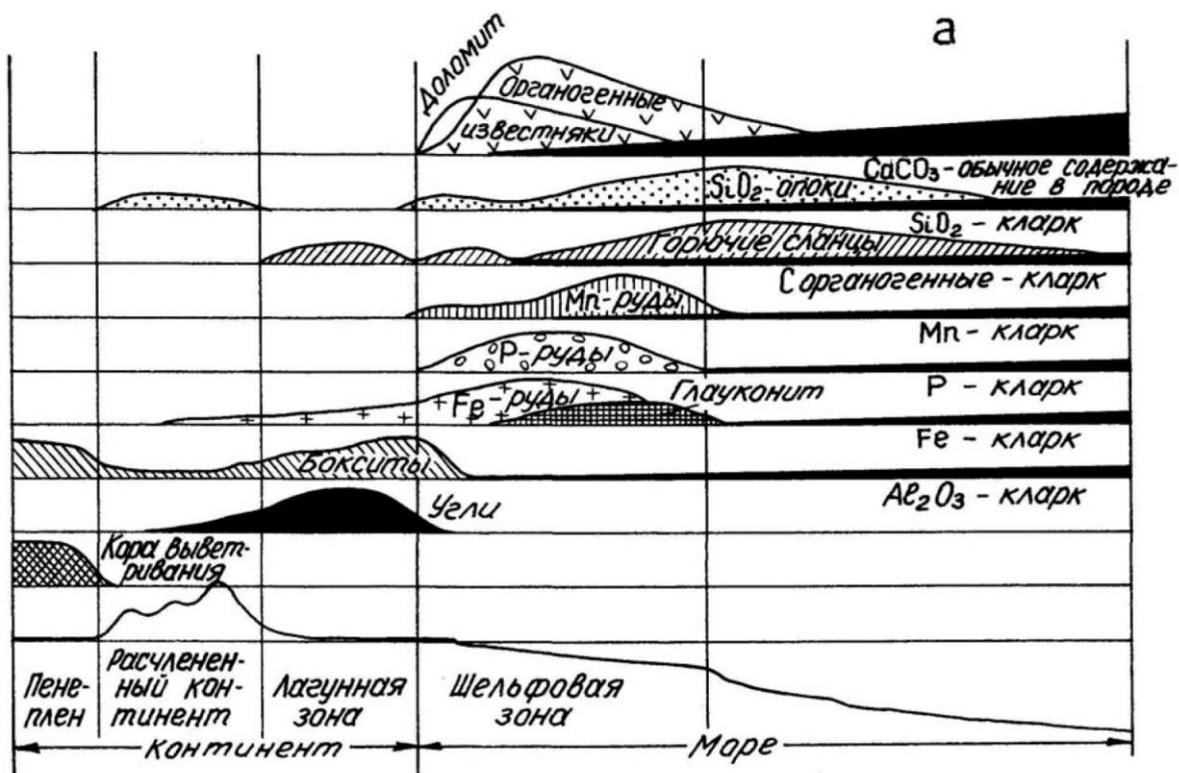


Рис. 3.63. Фациальные профили осадочного рудонакопления (по Н. М. Страхову):

а – гумидный климат; б – аридный климат

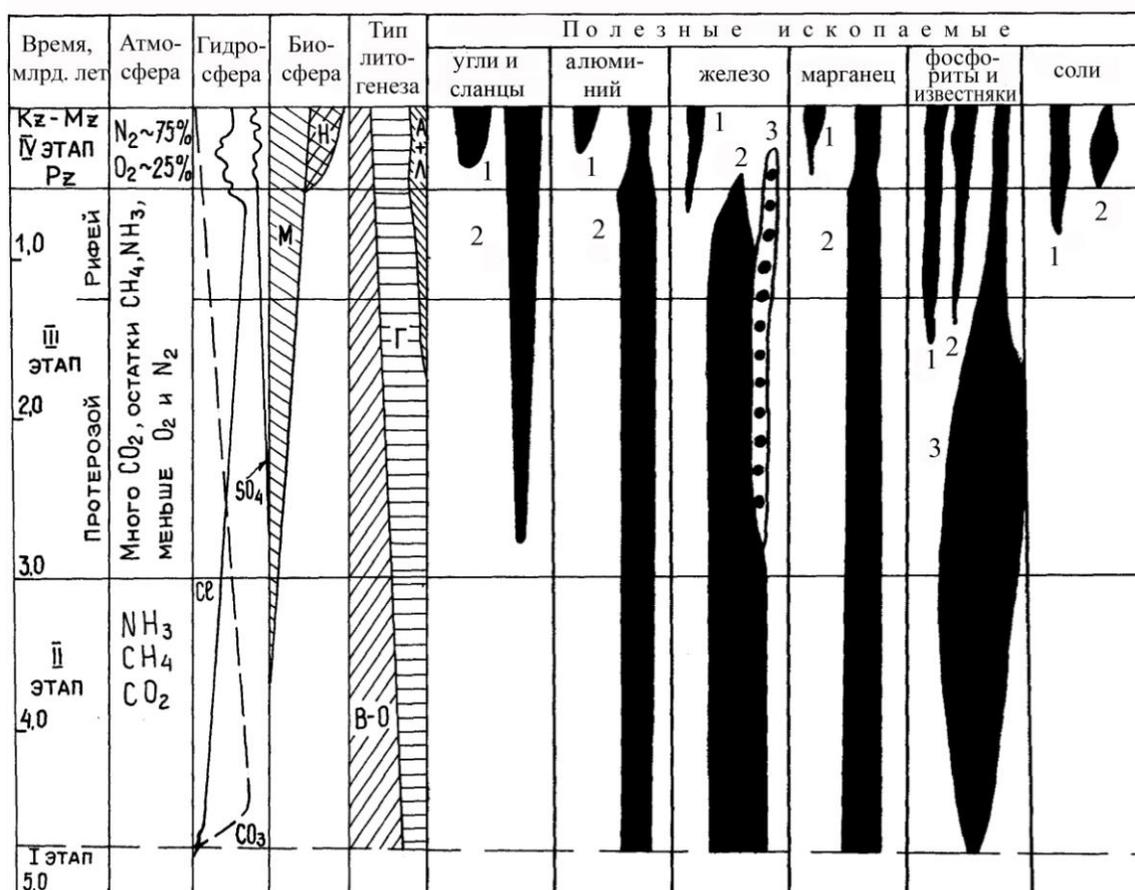


Рис. 3.64. Схема эволюции (в сокращенном виде) внешних геосфер и осадочных полезных ископаемых в истории Земли (по Н. М. Страхову):

Биосфера: М – морские организмы, Н – наземные организмы. Тип литогенеза: В-О – вулканогенно-осадочный, Г – гумидный, А+Л – аридный и ледниковый. Угли – 1 и сланцы – 2. Алюминий (бокситы): 1 – выветривания и континентальные, 2 – морские. Железо: 1 – выветривания и континентальные, 2 – джеспилиты, 3 – вулканогенно-осадочные. Марганец: 1 – выветривания, 2 – морские. Фосфор и известняки: 1 – фосфориты, 2 – известняки органогенные, 3 – известняки и доломиты хомогенные. Соли: 1 – гипсы, 2 – соли

Катагенез соответствует стадии преобразования осадков, которая наступает после диагенеза, но предшествует метаморфизму. При катагенезе происходит окончательная литификация (окаменение) первичного влажного осадка. Минеральные преобразования относительно незначительные: растворение вещества по периферии зерен и переотложение его в цементе; образование гипса, ангидрита, флюорита.

В зависимости от исходного материала и его агрегатного состояния среди осадочных химических месторождений различают два подкласса: а) образованные из истинных растворов за счет солей, растворенных в морской воде; б) из коллоидных растворов (железо, марганец, бокситы), источником вещества которых является кора выветривания, а перенос и осаждение вещества происходят в виде коллоидов.

Осадочные химические месторождения из **истинных растворов**. Согласно классическим работам А. Оксениуса, Я. Вант-Гоффа, И. С. Курнакова, М. Г. Валяшко, необходимыми условиями для образования месторождений этого подкласса являются следующие:

1. Наличие морской воды. Морская вода содержит в среднем 3,5 % растворенных солей. Сухой остаток состоит: $\text{NaCl} \sim 78 \%$, $\text{MgCl}_2 \sim 11 \%$, $\text{MgSO}_4 \sim 5 \%$, $\text{CaSO}_4 \sim 4 \%$. Согласно В. И. Вернадскому, в воде океанов и морей растворено около 22 млн км³ солей. Если осадить всю соль, то океаническое дно покроется слоем мощностью 60 м.

2. Аридный климат.

3. Наличие плоских замкнутых и полузамкнутых бассейнов, отделенных от открытого моря (озера, бухты, лагуны, заливы). Гряды, отшнуровывающие участки открытого моря у его берегов, называют барамы, отсюда данная концепция получила название «гипотеза баров». Гребни баров могут выступать над уровнем моря и находиться ниже его (рис. 3.65).

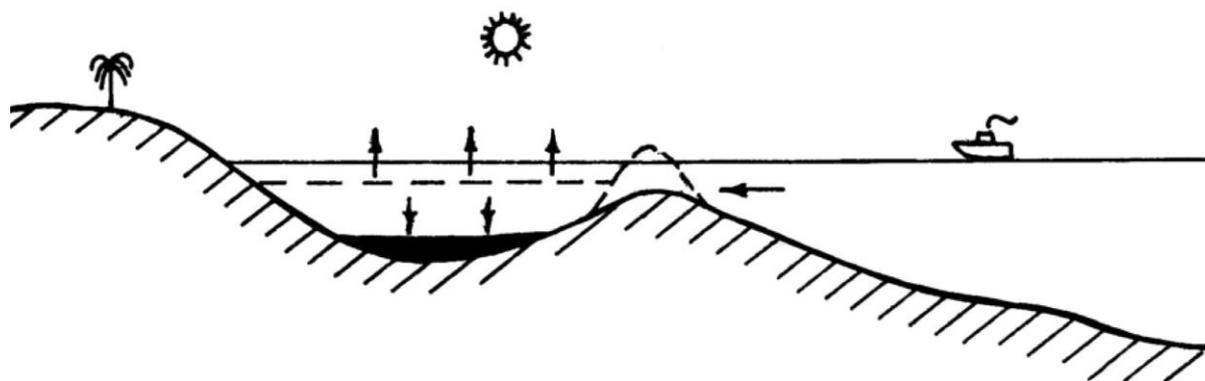


Рис. 3.65. Схема солеобразования по гипотезе баров

В условиях аридного климата происходит интенсивное испарение воды, повышение концентраций солей и их последовательное выпадение (табл. 3.18).

Таблица 3.18

Нормальная стратиграфическая колонка соляных месторождений
(по М. Г. Валяшко)

Зоны		Типичные минералы	Концентрация солей, %
Перекрывающие породы		Глинистые	-
Соляной пласт	Соли К и Mg	Бишовит $\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ Карналлит $\text{KCl} \cdot \text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ Сильвин KCl	> 27
	Соли Na	Галит NaCl	
Подстилающие породы		Ангидрит CaSO_4 Гипс $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	15 – 27
		Доломит $(\text{Mg}, \text{Ca})\text{CO}_3$ Кальцит CaCO_3	< 15

Несмотря на очевидность гипотезы баров, в том числе и на основании изучения современных солеродных бассейнов, существуют и другие точки зрения на генезис солей. Наиболее известны взгляды Н. А. Кудрявцева, У. Коста и др. на образование солей из мантийных флюидов. Ф. Пошепный предполагал, что соли осаждаются на берегу при высыхании брызг, переносимых прибрежным ветром.

Соли могут находиться в нескольких агрегатных состояниях:

– растворенные в морской воде, из которой они выпариваются путем создания искусственных сооружений в регионах с жарким климатом (Болгария, Ближний Восток);

– в современных соленосных бассейнах: в виде рассолов (рапы) или твердых накоплений (самосада) - заливы Кара-Богаз-Гол, Сиваш, озера Эльтон, Баскунчак;

– в соляных подземных водах (Прикаспий, Донбасс);

– в виде ископаемых залежей: а) пластов в недислоцированных толщах (рис. 3.66); б) соляных куполов – смятие пласта в складки вследствие высокой пластичности и низкой плотности приводит к выжиманию солей в замок антиклиналей (рис. 3.67).

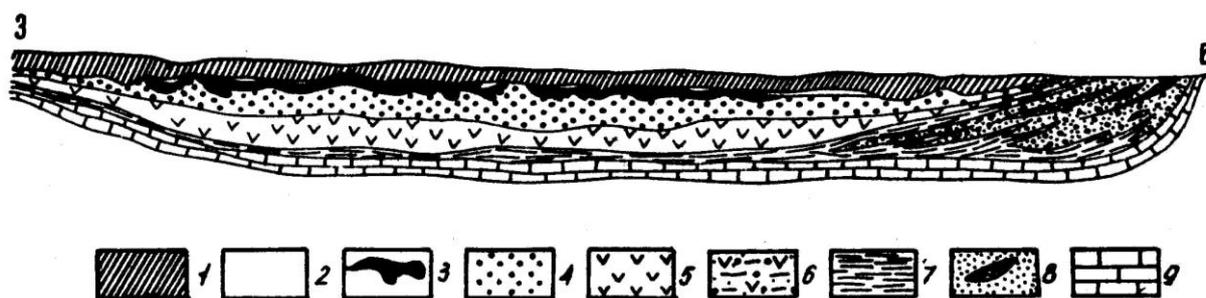


Рис. 3.66. Схематизированный разрез соляного месторождения Предуральяского прогиба (по А. А. Иванову):

1 – 6 – кунгурский ярус: 1 – покровные породы (гипсоносные глины, мергели, известняки, песчаники); 2 – покровная каменная соль; 3 – толща калийно-магниевых солей; 4 – подстилающая каменная соль; 5 – глинисто-ангидритовая толща; 6 – соленосные глины и мергели с гипсом и ангидритом; 7 – 9 – артинский ярус: 7 – глины, известняки и доломиты; 8 – песчаники, мергели, глины и конгломераты; 9 – известняки

В геотектоническом отношении соленосные бассейны формируются в наложенных впадинах платформ и предгорных прогибах коллизионных зон. Они имеют различный возраст: рифейский – Ангаро-Ленский бассейн; силурийский – Днепровско-Донецкий; пермский с самым мощным соленакоплением – Верхнекамский (Предуральяский), Донбасский, Польско-Германский, Прикаспийский бассейны; позднерурский-раннемеловой – Южная и Северная Америка; кайнозойский – Карпаты.

Осадочные химические месторождения (табл. 3.19) из **коллоидных растворов** алюминия (бокситов), железа и марганца (рудная триада Al-Fe-Mn, по Н. М. Страхову) генетически тесно связаны, чрезвычайно широко

Осадочные химические месторождения

Полезные ископаемые	Минеральный состав	Текстура	Вмещающие породы	Форма тел полезных ископаемых	Месторождения	
Железные руды	Бурые железняки (лимонит, гидрогетит, гетит и др.), сидерит, Fe-хлориты	Оолитовая, конгломератовая	Гравелиты, песчаники, алевролиты, глины	Пласт	Керченское (Украина), Лисаковское, Аятское (Казахстан), Колпашевское (Россия), Лотарингское (Франция, ФРГ)	
Марганцевые руды	Псиломелан, пиролюзит MnO_2 , марганит Mn_2O_3 , родохрозит $MnCO_3$	Оолитовая, конгломератовая	То же, мергели, известняки (кварц-глауконитовая, песчано-глинистая и доломит-известняковая формации)	Пласт	Никопольское (Украина), Чиатури (Грузия), Полночное (Урал), Усинское (Кемеровская обл.)	
Бокситы	Платформенные	Гиббсит $Al_2O_3 \cdot 3H_2O$	Рыхлая, землистая, пористая	Песчано-глинистые и карбонатные	Пласты, линзы, карманы	Тихвинские (Батьковское и др.), Татарские (Енисейский край)
	геосинклинальные	Диаспор, бемит $Al_2O_3 \cdot H_2O$	Массивная, яшмовидная, оолитовая, брекчиевидная, слоистая	Песчано-глинистые и карбонатные	Пласты, линзы, карманы	СУБР (Красная Шапочка, Кальинское, Черемуховское и др.), ЮУБР (Вязовское, Айское и др.)

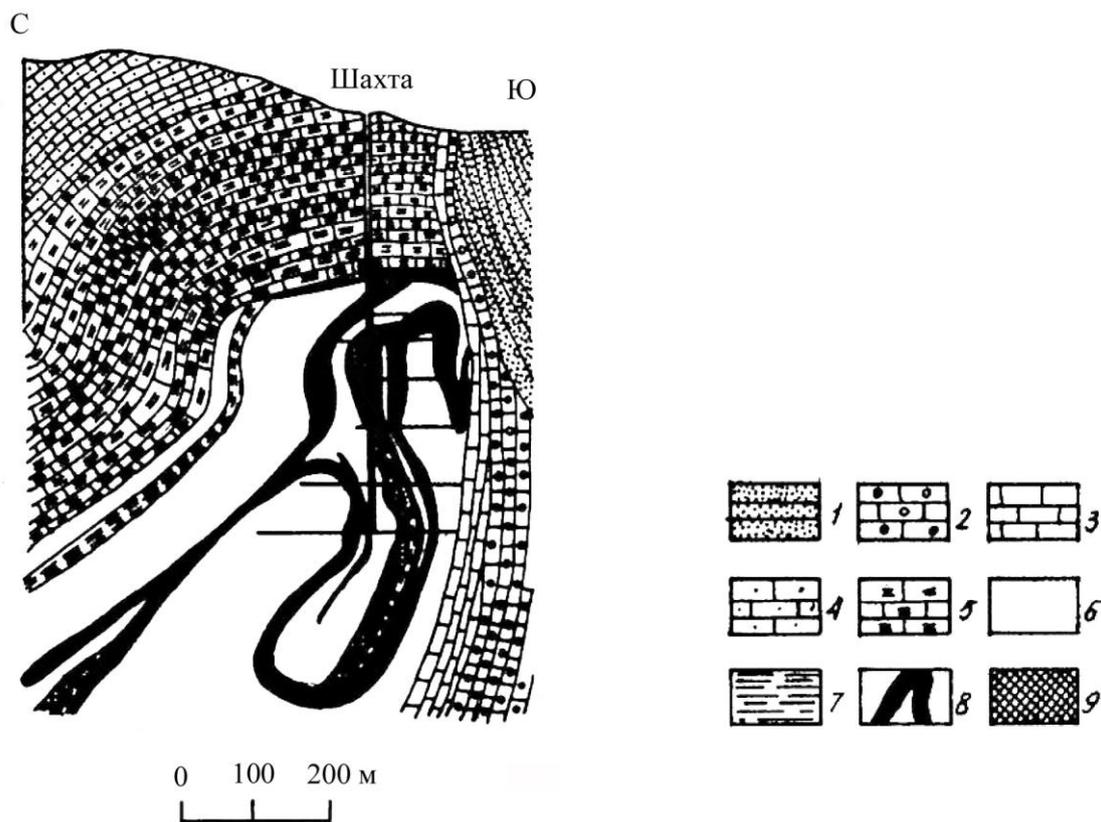


Рис. 3.67. Разрез месторождений солей Финенбург в Страссфурте (по Е. Фульду):

1 – мел; 2 – раковинистые известняки; 3 – 5 пестрые песчаники: 3 – верхние, 4 – средние, 5 – нижние; 6 – каменная соль; 7 – соленосная глина; 8 – калийные соли; 9 – главный ангидрит

распространены и имеют весьма весомое значение в горнорудной промышленности (разрезы типовых месторождений приведены на рис. 3.68, 3.69, 3.70).

Источником вещества является континентальная кора выветривания. Максимальное количество железа мобилизуется при выветривании ультраосновных и основных пород; алюминия – сиенитов, анортозитов, гнейсов и сланцев, кислых вулканитов; марганца – марганецсодержащих карбонатных и силикатных пород. Н. М. Страховым особо подчеркивалось, что эта триада полезных компонентов мобилизуется лишь в условиях гумидного климата.

Перенос вещества осуществляется речными и в какой-то мере грунтовыми водами. Среднее содержание элементов в реках невелико: железа в пределах 0,05 – 1,5 мг/л, марганца 0,007 – 0,08 мг/л, алюминия не более 1 мг/л. Однако в длительные периоды существования рек суммарный вынос огромен. Перенос происходит в форме тонких взвесей, коллоидных и истинных растворов. Соотношение форм переноса зависит во многом от рельефа местности и скорости движения реки. В равнинной со спокойным движением р. Припяти 25 % железа переносится во взвеси, 75 % в форме коллоидов. В относительно быстрой р. Кубани 99,7 % железа сносится во взвесах и лишь 0,3 % в растворенном состоянии. Железо переносится, главным образом, в виде золя $\text{Fe}(\text{OH})_3^{3+}$, защищенного органическим коллоидом или золям кремнезема. Марганец мигрирует

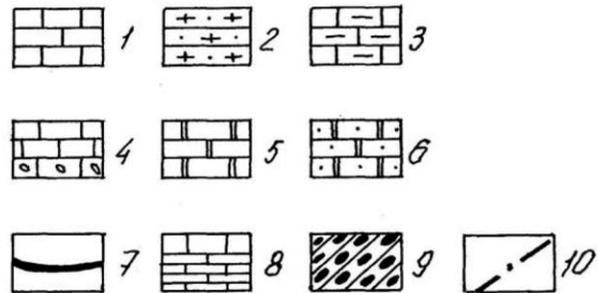
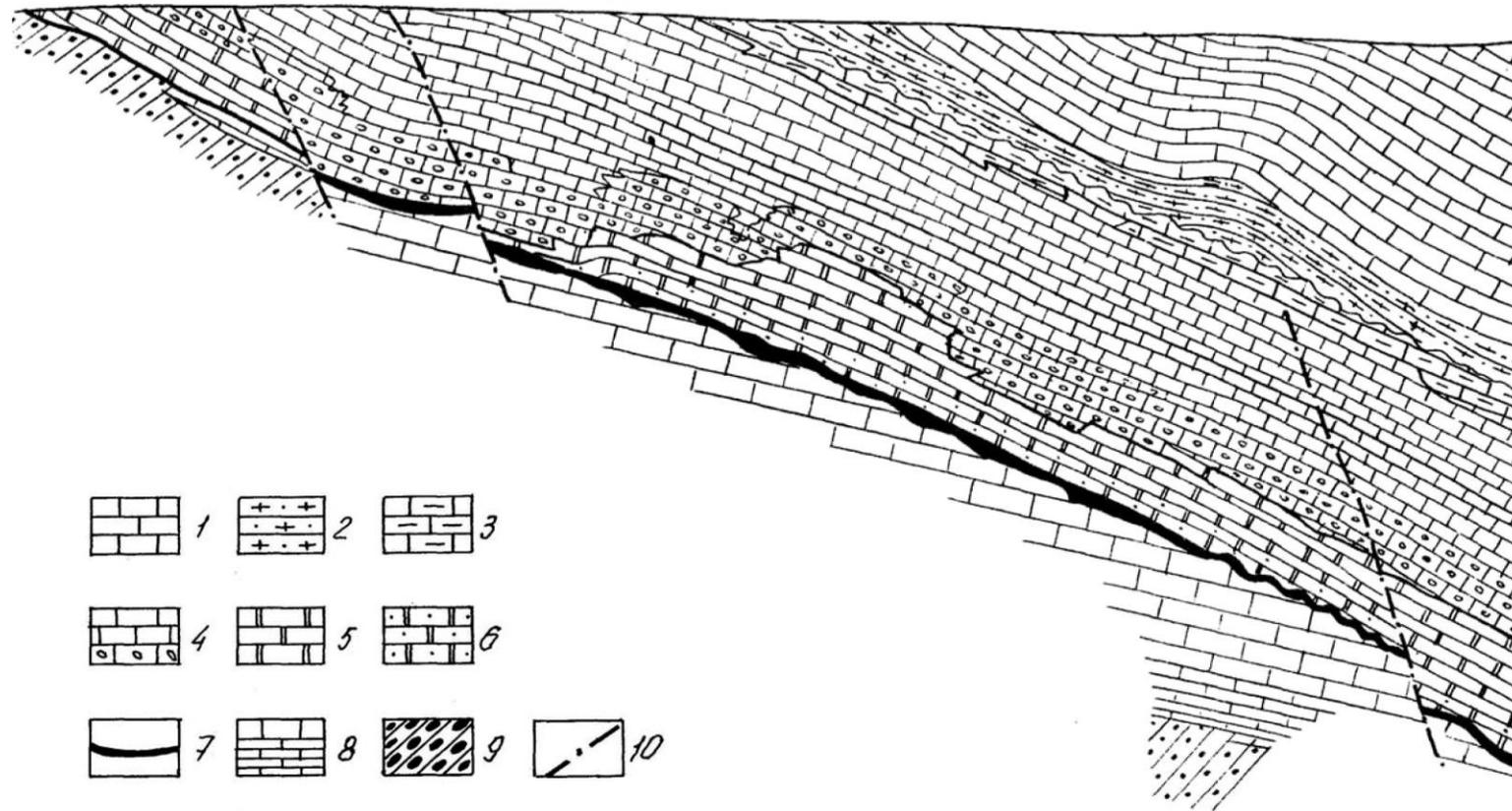


Рис. 3.68. Геологический разрез Кальинского месторождения бокситов (по Г. А. Большун):

1 – известняки позднеэйфельские, массивные, часто рифогенные; 2 – известняки позднеэйфельские тёмно-серые, битуминозные, амфиоровые; 3 – известняки раннеэйфельские светло-серые рифогенные; 4 – известняки нижнеэйфельские серые, плитчатые, в нижней части окремнённые; 5 – известняки раннеэйфельские, светло-серые, рифогенные; 6 – известняки раннеэйфельские тёмно-серые, битуминозные; 7 – рудный горизонт; 8 – известняки розовые, светло-серые; 9 – туфобрекчии; 10 – тектонические нарушения

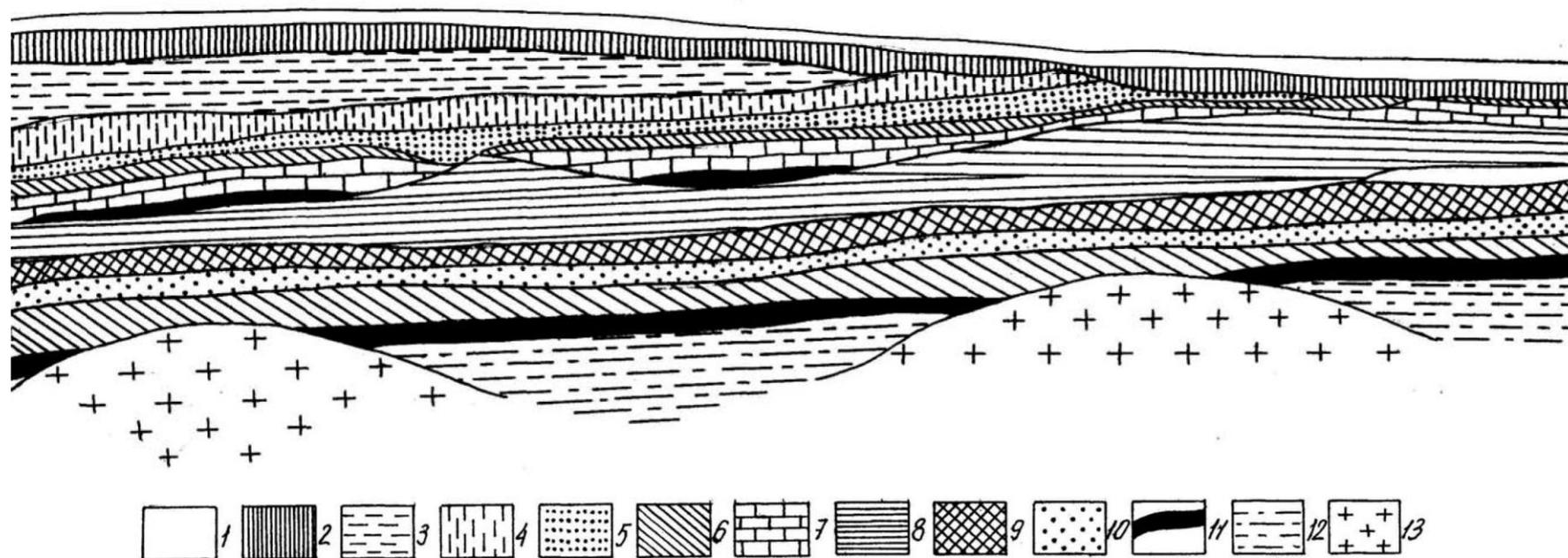


Рис. 3.69. Геологический разрез Никопольского марганцевого месторождения (по Д. И. Покровскому):

1 – чернозём; 2 – лёсс; 3 – глина красная; 4 – глина бурая; 5 – песок; 6 – глина серо-зелёная; 7 – известняк плиоценовый; 8 – глина серо-белая миоценовая; 9 – глина чёрная; 10 – песок зелёный; 11 – руда; 12 – каолин; 13 – докембрийские кристаллические породы

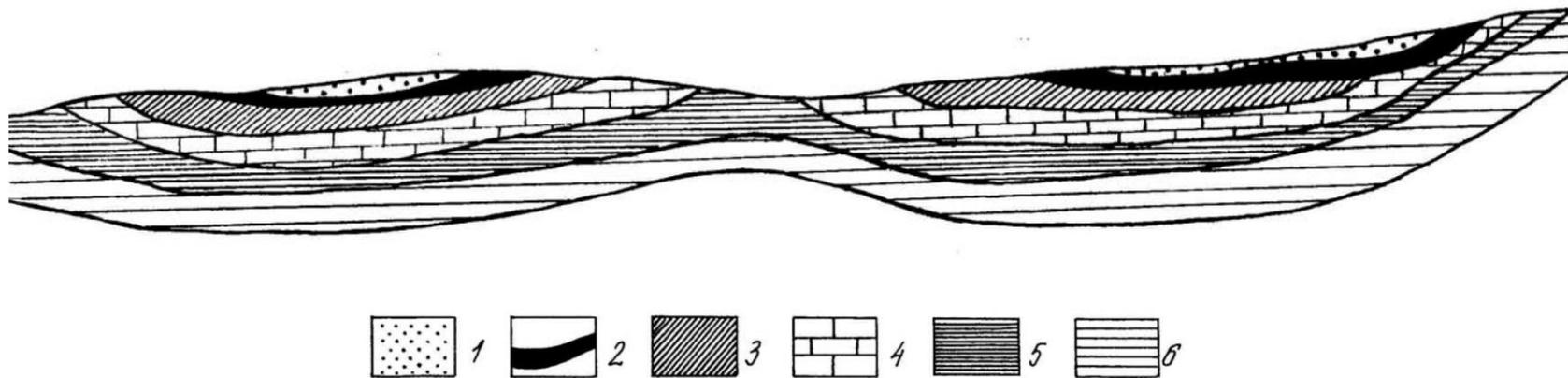


Рис. 3.70. Геологический разрез Керченского железорудного месторождения:

151

1 – нерудные глины и пески (верхнекиммерийские); 2 – рудные слои; 3 – глины, ракушняки (нижнекиммерийские); 4 – известняки (понт); 5 – глины, мергели, пески (мэотис); 6 – сарматские отложения

в форме золя гидрата двуоксида и бикарбоната. Алюминий находится в коллоидах гидратов его оксида и основных солей.

Отложение происходит в прибрежно-морских и озерно-болотных условиях, и месторождения нередко разделяются по этому признаку. Коагуляция коллоидов обусловлена различными причинами:

– сорбцией тонкими взмученными частицами нефелоидного слоя в придонных частях шельфа, в результате чего образуется оолитовая текстура; однако следует отметить, что Н. М. Страхов возражал против такого традиционного толкования, связывая образование оолитов с процессами диагенеза осадков;

– действием электролитов: пресные речные воды содержат недостаточное количество электролита для коагуляции, коагуляция коллоидов происходит в соленых морских водах, обогащенных им;

– взаимной коагуляцией коллоидов; согласно правилу Бильтца, два противоположно заряженных коллоида коагулируют друг друга, если они смешаны в подходящих количественных соотношениях;

– увеличением концентраций и высушиванием золь;

– фактором времени, то есть при старении коллоидного раствора происходит укрупнение дисперсных частиц, а затем их осаждение.

Замечательной особенностью рудной триады Al-Fe-Mn является впервые установленное Н. М. Страховым их дифференцированное расположение в направлении от континента к открытому морю: Al-Fe-Mn (рис. 3.71).

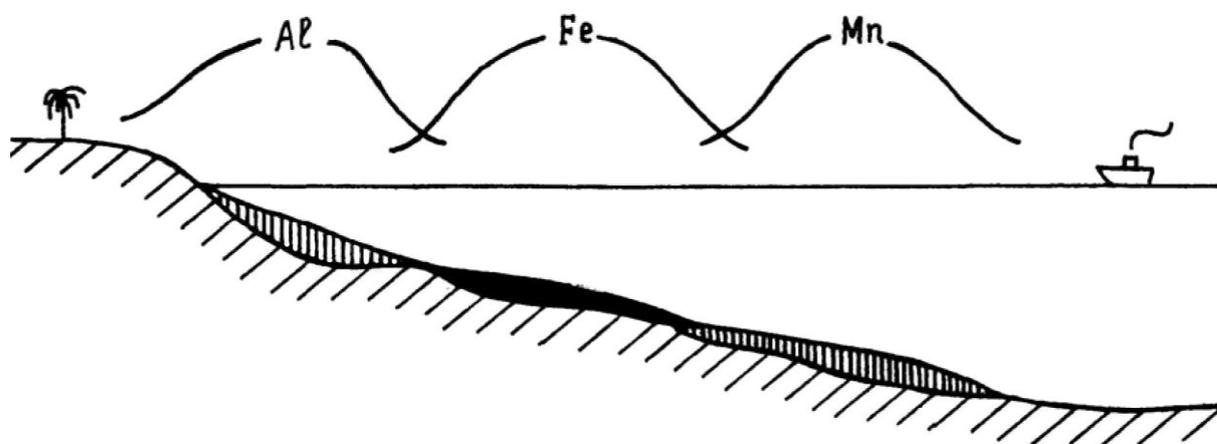


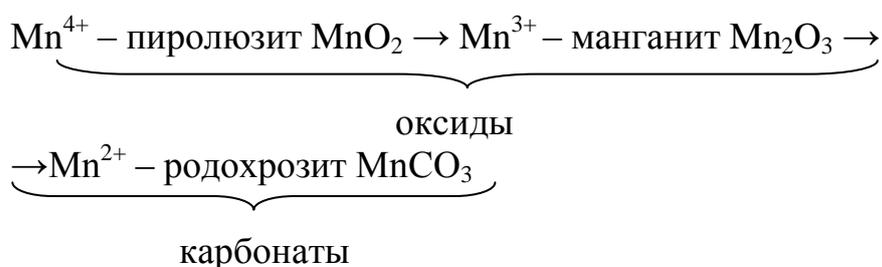
Рис. 3.71. Дифференциация осадочных руд алюминия, железа и марганца (по Н. М. Страхову)

Кроме того, в удалении от берега происходит и изменение минерального состава полезных ископаемых:

а) в железорудных пластах:

Fe – гидроксиды (бурожелезняковые минералы: $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$) → Fe – карбонаты (сидерит FeCO_3) → Fe – силикаты (тюрингит – шамозит);

б) в марганцевых пластах, по данным А. Г. Бетехтина:



Причины такого дифференцированного распределения обусловлены различной подвижностью компонентов, а изменение минерального состава во многом зависит от Eh и pH среды рудоотложения (см. рис. 3.61).

3.5.3. Осадочные биохимические полезные ископаемые

Образуются в результате жизнедеятельности организмов, их отмирания, накопления и последующих преобразований с участием химических реакций. Биохимические полезные ископаемые принято разделять на негорючие и горючие (каустобиолиты).

А. Негорючие биохимические полезные ископаемые

К ним относят известняки, кремнистые породы, а также фосфориты.

Известняки образуются при отмирании и накоплении морских организмов, содержащих в своем скелете кальций. Среди них различают строматолитовые, цельнораковинные (ракушняки), раковинно-детритовые и микрозернистые (мел).

Кремнистые породы биохимического происхождения формируются при накоплении отмерших организмов, содержащих в своем скелете кремнезем. Это диатомовые водоросли, радиолярии, кремневые губки, силикофлагелляты. Кремнистые породы соответственно получили название диатомитов, радиоляритов, спонголитов (основная масса состоит из спикул губок) и силикофлагеллитов.

Фосфориты – полезные ископаемые, состоящие из тонкодисперсного минерала, близкого по составу к апатиту $\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3(\text{F}, \text{Cl}, \text{OH})$ с примесью кальция, хлорита, каолинита, гетита, глауконита, углистого вещества, которые определяют окраску от белой до черной.

Выделяют обычно четыре типа фосфоритов: ракушечные, желваковые, зернистые и микрозернистые.

Ракушечные фосфориты состоят из фосфатсодержащих раковин с бедным содержанием P_2O_5 (до 7,5 – 9,0 %). Типичными являются месторождения Эстонии: Кингисепское, Тоолсе и др.

Желваковые (конкреционные) фосфориты представляют собой скопление обособленных или частично слившихся между собой конкреций. Форма их округлая, поверхность бугристая, диаметр равен нескольким сантиметрам, реже достигает 15 – 20 см. Внутреннее строение концентрически-зональное, реже радиально-лучистое. Нередко отмечается примесь органических остатков. Со-

держание P_2O_5 обычно 10 – 30 %. Это Вятско-Камские, Актыбинские, Егорьевские (Подмосковье) месторождения.

Ракушечниковые и желваковые фосфориты связаны с глауконитово-терригенными формациями пологих наложенных впадин платформ и образуют обычно маломощные (десятки сантиметров - первые метры) субгоризонтальные слои.

Зернистые фосфориты имеют облик песчаника и сложены небольшими фосфатными зернами и оолитами размером от 0,05 до 1,5 мм, обломками фосфатизированных раковин, костей и зубов рыб. Цемент глинисто-карбонатный. Содержание P_2O_5 обычно свыше 20 %. Пласты мощностью от 0,1 до 2-3 м залегают субгоризонтально в платформенном чехле. К этому типу относят крупнейшие бассейны Марокко, Флориды, Алжиро-Тунисский, Ближневосточный.

Микрозернистые фосфориты представляют собой микрозернистую яшмовидную породу, залегающую среди известняков, доломитов, кремнистых и глинисто-кремнистых сланцев (рис. 3.72).

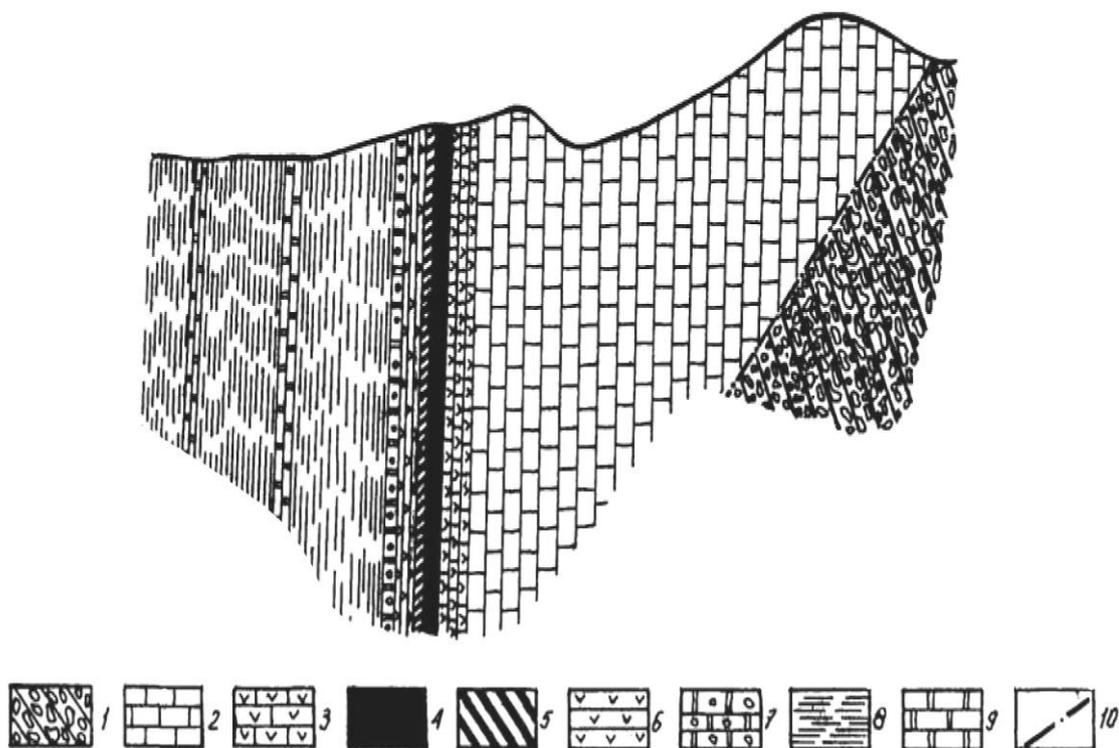


Рис. 3.72. Схематический геологический разрез через центральную часть фосфоритового месторождения хр. Каратау (по Б. М. Гиммельфарбу и А. С. Соколову):

1 – верхний девон (конгломераты); 2 – нижний силур – средний кембрий (нерасчленённые известняки и доломиты); 3 – нижний силур – средний кембрий (горизонт «бурых известняков»); 4 – средний кембрий (фосфатная серия, главная фосфоритовая пачка); 5 – средний кембрий (фосфатная серия, фосфато-кремниевая и нижняя фосфоритовая пачки); 6 – средний кембрий (фосфатная серия, кремниевая пачка); 7 – средний кембрий (горизонт «нижних» доломитов); 8 – нижний кембрий (нерасчленённые кремнистые породы); 9 – нижний кембрий (первый и второй горизонты доломитов); 10 – линии тектонических нарушений

Содержание P_2O_5 – 20-36 %, пласты имеют мощность до 17 м, протяженность бассейнов – десятки километров. Месторождения обычно дислоцированы. К ним относятся известные крупные бассейны хр. Каратау, Скалистых гор, Австралии, Китая.

Биолитовая гипотеза образования фосфоритов за счет накопления фосфорсодержащих остатков организмов господствовала в конце прошлого - начале нынешнего столетия. Ныне она отставлена, хотя отвечает довольно редкому типу ракушечных фосфоритов. Классической, широко признанной и ныне является биохимическая гипотеза формирования фосфоритов, предложенная в 30-х годах А. В. Казаковым (рис. 3.73).

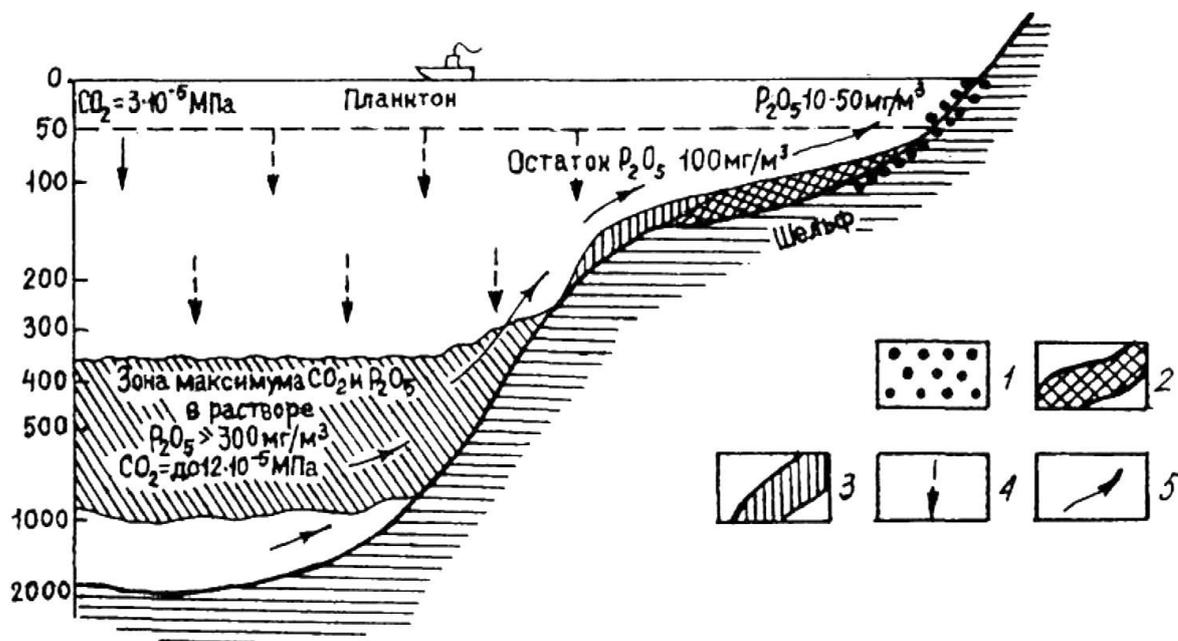


Рис. 3.73. Схема фосфоритообразования (по А. В. Казакову):

1-3 – фации: 1 – береговых галечников и песков; 2 – фосфоритовая; 3 – известковых осадков; 4 – падение остатков планктона; 5 – направление течений

Суть гипотезы заключается в том, что отмирающий планктон, погружаясь на глубинах 350-1000 м, претерпевает массовое разложение, и содержащийся в нем фосфор переходит в раствор. Глубинными течениями этот слой воды, насыщенный фосфором, выносится в шельфовую зону (эффект апвеллинга). Отложение фосфатов происходит на глубинах 100 ± 50 м. Причиной осаждения является, по Л. В. Пустовалову, уменьшение парциального давления углекислоты, за счет диффузии в обедненные ее поверхностные воды, уменьшения гидростатического давления и нагрева восходящих вод. Г. Н. Батулин, принимая апвеллинг (по А. В. Казакову), транспортирующую роль отводил организмам. Растворение их в шельфе приводило к перенасыщению илового раствора и осаждению фосфатного геля. Г. И. Бушинский отрицал апвеллинг, предполагая, что фосфор в форме растворённых фосфатов и организмов доставлялся реками с гумидных равнин.

Б. Горючие биохимические полезные ископаемые

К ним относят ископаемые угли, горючие сланцы, нефть и газ.

Ископаемые угли. Исходное растительное вещество для образования углей может быть и сапропелевое, и гумусовое.

Сапропелевое вещество состоит из простейших, главным образом, планктонных водорослей, ткани которых состоят преимущественно из белков и жиров с подчинённым количеством клетчатки. При отмирании и накоплении водоросли образуют гнилостный ил – сапропель.

Гумусовое вещество представлено высшими наземными растениями: деревьями, кустарниками, травами, мхами. Оно состоит в основном из лигнина и целлюлозы (клетчатки), белки и жиры находятся в подчинённом количестве. При отмирании и накоплении их образуется торф. Накопление может происходить на месте их произрастания (автохтонно) или же аллохтонно, когда растения относятся водными потоками в озёра (лимнические отложения) или в прибрежные части морей (паралические отложения).

В соответствии с исходным веществом различают две основные группы углей: сапропелиты и гумулиты. Гумулиты, в свою очередь, подразделяют на гуммиты, образующиеся при разложении лигнит-целлюлозных тканей, и редко встречающиеся липтобиолиты, состоящие из стойких частей растений: оболочек спор, смоляных тел, коры.

В формировании углей выделяют обычно два этапа: начальный этап торфообразования (гумификация) и основной этап углеобразования (или углефикации). Кроме того, может быть проявлен конечный этап графитообразования (графитизации). В результате этих процессов образуется следующий ряд последовательного и необратимого изменения: торф (сапропель) → бурый уголь → каменный уголь → антрацит → графит.

Торфообразование происходит в водоёмах со стоячей водой, через которую доступ кислорода закрыт. В воздушной обстановке при избытке кислорода происходит гниение и полное разложение растительных остатков. В процессе гумификации в преобразовании растительных остатков участвуют, с одной стороны, микроорганизмы и анаэробные бактерии, с другой – начинаются органические химические реакции.

Углефикационные процессы связываются прежде всего с захоронением органической массы, её диагенезом, катагенезом и метаморфизмом. При этом происходит уплотнение, обезвоживание, цементация и полимеризация исходного торфа или сапропеля и последовательное образование бурого, каменного угля и антрацита.

При характеристике состава углей применяют термин «мацерал» – элементарная составляющая углей, не поддающаяся более дробному делению при увеличениях 200-500 крат. Мацералы (коллинит, кутинит и др.) различают по цвету, форме, характеру границ, рельефу. Совокупность мацералов и их групп образуют макротипы, или ингредиенты, наиболее распространёнными из которых являются: кларен, дюрен, фюзен и витрен. Кларен – блестящий, чёрный, твёрдый, тонкополосчатый. Дюрен – матовый, чёрный, твёрдый, тонкополосча-

тый. Фюзен – матовый, сажистый, чёрный, хрупкий, волокнистый. Витрен – чёрный, со стеклянным блеском, однородный, трещиноватый, хрупкий.

Для технических целей в составе углей выделяют балластную (негорючую) и горючую массу. Негорючая масса состоит из влаги (W) и золы (A); горючая – из летучих компонентов (V), кокса (K) и серы (S) с разделением её на органическую, сульфидную и сульфатную. Определяют спекаемость, то есть способность угля при высоких температурах переходить в пластическую массу, при затвердевании которой образуется механически прочный кокс, а также теплота сгорания. Данные параметры отличаются в разных группах угля (табл. 3.20).

Угленосные отложения обычно состоят из песчано-глинистых осадков ритмичного строения, их принято называть угленосными формациями. Среди них по геотектонической обстановке формирования выделяют геосинклинальные, платформенные и промежуточные. Отличительные признаки платформенных и геосинклинальных формаций приведены в табл. 3.17. Промежуточные формации являются переходными между геосинклинальными и платформенными. К геосинклинальным формациям относят Донецкий, Кузнецкий, Карагандинский, Печорский бассейны; к платформенным – Подмосковный, Тунгусский (один из крупнейших в мире), Канско-Ачинский, Иркутский, Челябинский, Тургайский; к промежуточным – Минусинский, Экибастузский бассейны (рис. 3.74).

Таблица 3.20

Характеристика различных групп углей

Группа углей	Органический состав, %			Летучие компоненты (V), %	Влага (W), %	Теплота сгорания, кДж/кг
	С	Н	О+N			
Бурые	60-78	5	17-30	40-60	15-30	14,6-32,0
Каменные	75-92	3-6	3-17	10-42	4-15	30,0-37,6
Антрациты	92-97	1-3	1-3	10	5	33,5-35,0

С позиции плитотектоники А. С. Таракановым предложена следующая схема геотектонических обстановок угленакопления:

орогенные (конвергентных зон):

1) тыловые внутренние прогибы активных окраин континентов (карбоновые месторождения восточного склона Урала);

2) краевые прогибы зон коллизии (Печорский, Приверхоянская часть Ленского бассейна);

3) наложенные впадины внутренних частей зон коллизии (Кузнецкий, Минусинский бассейны);

4) остаточные впадины внутренних частей зон коллизии (Зырянский бассейн);

эпейрогенные:

5) краевые депрессии (Виллойская часть Ленского бассейна);

6) внутренние депрессии (Подмосковный бассейн);

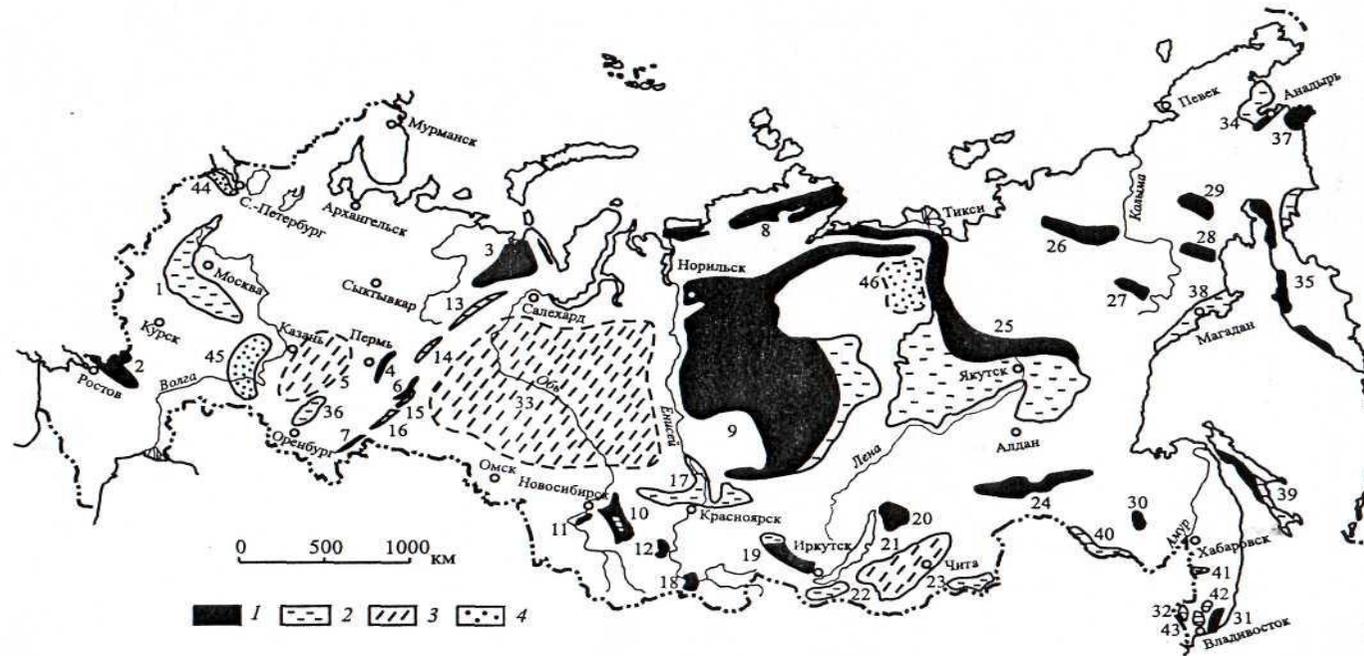


Рис. 3.74. Обзорная карта основных бассейнов ископаемых углей и горючих сланцев России (Волков, 2005):

1 – каменные угли; 2 – бурые угли; 3 – бурые и каменные угли; 4 – горючие сланцы.

Угольные бассейны и угленосные площади палеозоя: 1 – Подмосковский, 2 – Вост. Донбасс, 3 – Печорский, 4 – Кизеловский, 5 – Камский, 6 – Махневско-Каменский, 7 – Полтаво-Брединский район Урала, 8 – Таймырский, 9 – Тунгусский, 10 – Кузнецкий, 11 – Горловский, 12 – Минусинский.

Угольные бассейны и угленосные площади мезозоя: 13 – Северо-Сосьвинский район Урала, 14 – Серовский район Урала, 15 – Буланаш-Елкинский район Урала, 16 – Челябинский, 17 – Канско-Ачинский, 18 – Улугхемский, 19 – Иркутский, 20-23 – угленосные площади Забайкалья (20 – северная, 21 – центральная, 22 – юго-западная, 23 – восточная), 24 – Южно-Якутский, 25 – Ленский, 26 – Зырянский, 27 – Аркагалинский, 28 – Омсукчанский, 29 – Омолонская площадь, 30 – Буреинский, 31 – Сучанский, 32 – Суйфунский.

Угольные бассейны и угленосные площади мезо-кайнозоя: 33 – Западно-сибирский, 34 – Анадырский, 35 – угленосные площади Камчатки.

Угольные бассейны кайнозоя: 36 – Южно-Уральский, 37 – Беринговский, 38 – Охотский, 39 – Сахалинский, 40 – Амуро-Зейский, 41 – Бикино-Уссурийский, 42 – Ханкайский, 43 – Угловский.

Бассейн горючих сланцев: 44 – Прибалтийский, восточная часть, средний ордовик, 45 – Волжский, верхняя юра, 46 – Оленекский, нижний-средний кембрий.

рифтогенные:

- 7) прогибы пассивных окраин континентов (Кизеловский бассейн);
- 8) внутриконтинентальные рифты и авлакогены (Донецкий, Таймырский бассейны);
- 9) впадины областей рассеянного рифтогенеза (месторождения Забайкалья);
- 10) впадины областей постколлизийного рифтогенеза (Челябинский, Тургайский бассейны).

Месторождения угля известны с силурийского возраста. Наиболее мощное угленакопление происходило (по данным П. И. Степанова) в позднем карбоне – ранней перми, поздней юре – раннем меле, позднем меле – палеогене. П. И. Степановым предложена также концепция поясов угленакопления с узлами концентрации. Каменноугольный широтный пояс охватывает Северную Америку, Европу, северную часть Африки, запад Азии. Пермские и юрские пояса угленакопления перекрывают восточную часть Азии, Австралии, юго-восточные части Африки и Южной Америки. Позднемеловое и палеогеновое накопления охватывают зону Тихоокеанского кольца.

Горючие сланцы представляют собой высокозольные (40 % золы) аналоги сапропелевых и гумусово-сапропелевых углей. Единых требований к нижнему пределу содержания органического вещества нет. Основные накопления горючих сланцев образуют самостоятельные бассейны, хотя в виде отдельных пластов линз известны в угольных бассейнах, в частности Иркутском. Горючие сланцы формируются обычно в условиях пассивных окраин и наложенных пологих впадин платформ. К числу наиболее крупных бассейнов относят Прибалтийский (лучшие по качеству сланцы), Ирати в Бразилии, Грин Ривер в США.

Нефть и газ. Месторождения нефти и природного горючего газа тесно связаны генетически и пространственно.

Нефть – природная горючая маслянистая жидкость тёмно-коричневого, коричневого цветов, нередко с зеленовато-жёлтым оттенком. Она состоит из смеси следующих компонентов:

1) жидкие и газообразные углеводороды, среди которых выделяют три основные группы: а) алканы (метановые углеводороды) с общей формулой C_nH_{2n+2} ; при n от 1 до 5 – это газы, растворённые в нефти; при n от 5 до 16 – жидкости; при n от 16 до 35 – твёрдые, растворённые в нефти; б) цикланы, или нафтены C_nH_{2n} , где n обычно равно 5 или 6; в) арены (ароматические углеводороды) C_nH_{2n-6} , где $n = 6$;

2) твёрдые битуминозные вещества, растворённые в нефти: смолы и асфальтены;

3) обычно весьма незначительная (до 0,1 %) примесь минеральных веществ (сернистых, азотистых).

Типичный состав нефти, по данным Дж. Ханта, следующий (мас. %): алканы – 25, цикланы – 50, арены – 17, смолы и асфальтены – 8.

Основными физическими свойствами нефтей являются плотность, температура кипения, вязкость и растворимость газов.

Плотность нефтей колеблется от 0,75 до 0,97 г/см³. Она возрастает от алканов к цикланам и аренам, а также увеличивается с повышением содержаний смол и асфальтенов, плотность которых выше единицы. При плотности свыше 0,87 г/см³ нефти относятся к тяжёлым.

Температура кипения нефтей неодинакова и повышается с увеличением молекулярной массы. На этом свойстве основаны производственные процессы её перегонки. С повышением температуры выделяют следующие фракции (°С): бензины (C₅-C₁₀) – до 190°, керосины (C₁₁-C₁₃) – 190-260°, дизельное топливо (C₁₄-C₁₈) – до 260-360°; тяжёлый газойль (C₁₉-C₂₅) и смазочные вещества (C₂₅-C₄₀) – 360-530°, остаток (C₄₀ и более) – выше 530°. Для типичной нефти доля бензина – 27 %, керосина – 13 %, дизельного топлива – 12 %.

Вязкость понижается с увеличением температуры и возрастает с усложнением структуры молекул.

Растворимость газов возрастает с повышением давления и снижается с повышением температуры. Зависит также от состава газа (лучше растворяются метановые) и нефти (лучше растворяются алканы). При высоких температурах и давлении может происходить взаимное растворение газообразных и легкокипящих жидких нефтяных углеводородов. При охлаждении и снижении давления до атмосферного они выпадают в виде жидкой фазы – конденсата. Месторождения и залежи такого типа получили название «газоконденсатные».

Природные горючие газы бесцветны и легко смешиваются с воздухом. Они состоят из газообразных углеводородов первых четырёх членов ряда алканов: метана, этана, пропана, бутана (C_nH_{2n+2}); иногда с примесью легкокипящих жидких углеводородов: пентана, гексана и др. Метан в составе горючих газов преобладает (85-95 %). Помимо углеводородов могут присутствовать: углекислота, сероводород, азот, пары воды, реже водород, гелий, аргон. В условиях многолетней мерзлоты и придонных осадков морей молекулы углеводородных газов могут проникать в решётку воды (льда) и образовывать газогидраты, по внешнему облику схожие со снегом или талым льдом. В случае глобального потепления они представляют реальную угрозу для существования человечества.

В газонефтяном ряду горючих полезных ископаемых выделяют также природные битумы, имеющие вязко-жидкую и твёрдую консистенцию, представляющие собой смесь высокомолекулярных углеводородов и асфальтово-смолистых веществ. К ним относят:

- тяжёлые нефти с плотностью от 0,87-0,94 и выше, широко распространённые в нефтегазоносных бассейнах Венесуэлы, Канады, США, Ближнего Востока, России;

- мальты (чёрные густые жидкости) и асфальты (полутвёрдые вещества) образуют битуминозные пески, отличающиеся от тяжёлых нефтей большой вязкостью и плотностью (0,98-1,02); ресурсы их огромны, особенно известны битуминозные пески крупнейшей в мире провинции Атабаска (Канада).

Газонефтяные месторождения залегают в осадочных комплексах, или осадочно-породных бассейнах, по терминологии нефтяников. Нефть и газ обла-

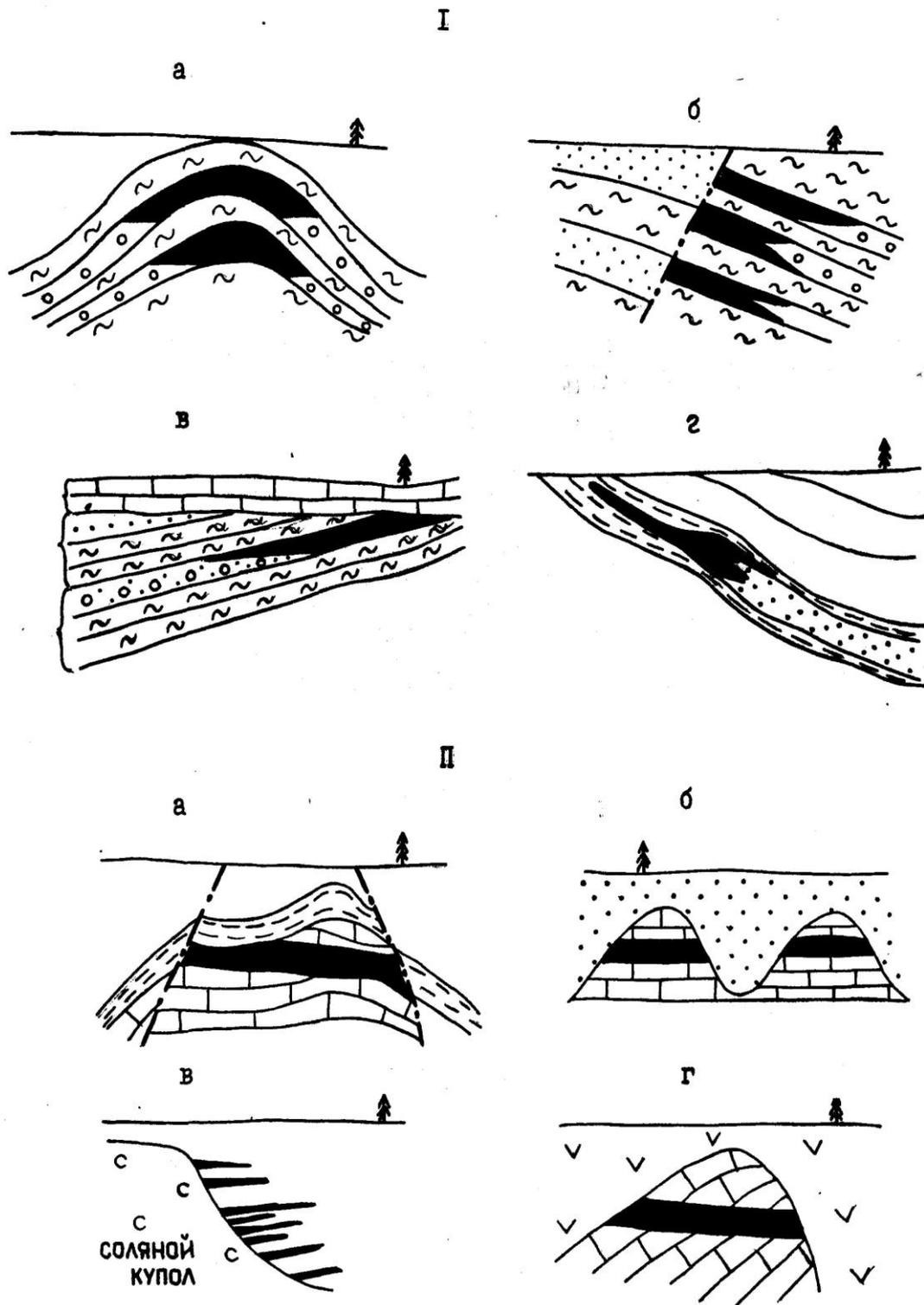


Рис. 3.75. Типы ловушек и залежей нефти и газа (по И. О. Броду):

I – пластовые: *а* – сводовые, *б* – тектонически экранированные, *в* – стратиграфически экранированные, *г* – литологически экранированные; II – массивные: *а* – в структурных выступах, *б* – в рифовых выступах, *в* – в соляных куполах, *г* – в эрозионных выступах

дают высокой способностью к миграции. В их локализации решающее значение имеют особенности состава пород и структуры участков земной коры.

Разрезы газонефтяных месторождений состоят из двух групп пород: 1) содержащих (коллектирующих) углеводороды и 2) окружающих (экранирующих) их, препятствующих утечке нефти и газа.

Породы-коллекторы обладают высокой пористостью и проницаемостью. Это слабосцементированные терригенные (песчано-алевролитовые) породы, содержащие, по данным И. В. Высоцкого, 58 % запасов нефти и 77 % газа, и карвернозные и трещиноватые карбонатные коллекторы, в которых заключено 42 % запасов нефти и 23 % газа. Породы-флюидоупоры (экраны), наоборот, имеют низкую трещиноватость. Это обычно глинистые сланцы и компактные нетрещиноватые породы.

Определённые сочетания пород-коллекторов и флюидоупоров со структурными элементами создают ловушки, благоприятствующие, с одной стороны, улавливанию и накоплению углеводородов, а с другой – препятствующие их утечке. Среди них выделяют два типа: 1) пластовые, нефть и газ в которых скапливаются в строго определённых пластах-коллекторах; 2) массивные залежи, которые не подчиняются в своей локализации определённым пластам (рис. 3.75).

Наиболее распространены пластовые сводовые ловушки и залежи, основные элементы строения которых показаны на рис. 3.76.

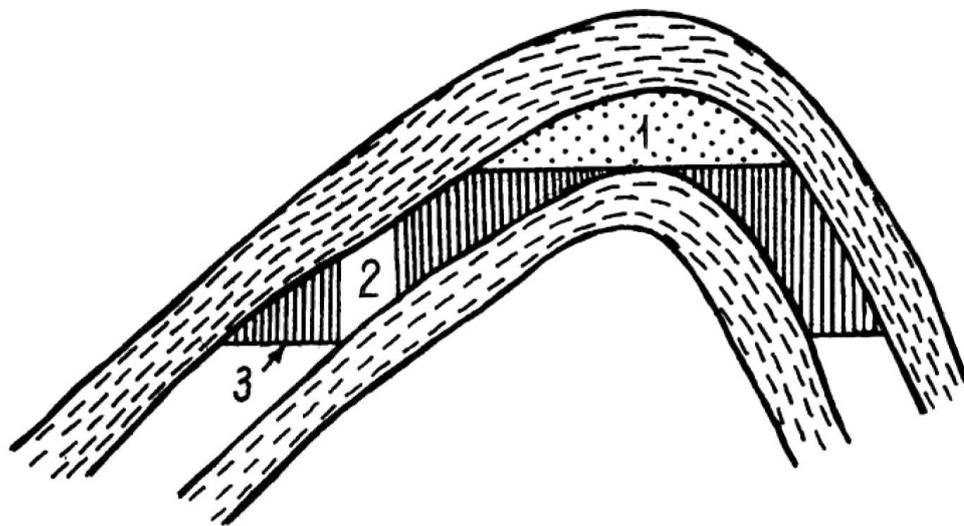


Рис. 3.76. Принципиальная схема пластовой сводовой залежи (по Н. А. Еременко):

1 – газовая часть залежи; 2 – нефтяная часть залежи; 3 – граница водонефтяного раздела

Совокупность залежей, связанных единой структурой, образует месторождение. Месторождения последовательно объединяются в нефтегазоносные районы, или зоны, области и бассейны, или провинции.

К числу крупнейших относят бассейны: Персидский с гигантскими месторождениями Гхавар (Саудовская Аравия) и Большой Бурган (Кувейт), Киркук (Ирак); Западно-Сибирский с месторождениями Уренгой, Ямбург, Самотлор и др., а также бассейны Мексиканского залива, Северного моря, Денвер, Западный Внутренний, Грин-Ривер (США), Амаднес (Австралия), Маракаибский (Венесуэла) и др. В странах СНГ, кроме упомянутого Западно-Сибирского, это Волго-Уральский, Днепрово-Припятский, Амударьинский, Южно-Каспийский, Прикаспийский, Тимано-Печорский бассейны (рис. 3.77).

Геотектоническая позиция газонефтяных месторождений определяется во многом неоднозначно, и, по всей видимости, она разнообразна. Это пассивные окраины платформ; впадины, связанные с континентальным рифтогенезом; предгорные впадины коллизионных зон; окраинные моря островодужных систем.

Гипотезы образования нефти и газа разделяются на две группы: органического (биогенного) и неорганического (абиогенного) происхождения. Между сторонниками той или иной концепции спорадически возникают острые дискуссии. Нерешённость проблемы обусловлена, в первую очередь, тем, что экспериментально установлена возможность получения нефти и газа как органическим, так и неорганическим путём.

Органическая гипотеза принята большинством геологов. Она предполагает, что углеводороды образуются при физико-химических превращениях органического вещества, заключённого в осадках. Причём процесс идёт при любых его концентрациях, при содержаниях $C_{орг}$ более 1%. Любой осадочный бассейн является потенциально нефтегазоносным. Такие песчано-глинистые толщи получили название нефтематеринских. Основными факторами нефтегазообразования являются: а) исходный состав органики; б) РТ-условия. Исходным веществом для образования нефти является сапропель, богатый жирами отмерших животных и мельчайшими водорослями типа синезеленых, а для газа - гумус. Наиболее оптимальные условия для превращения органики в углеводороды создаются на стадиях катагенеза (рис. 3.78). Ранее считалось, что повышение температуры связано с погружением углеводородсодержащих осадочных толщ. В последние годы значительная роль отводится конвективному теплопереносу (флюидодинамическая концепция, по Б. А. Соколову, В. Н. Холодову, 1993), образующемуся за счёт дефлюидации мантийных диапиров и флюидонасыщенных зон разуплотнения нижних частей осадочного разреза. Из области нефтематеринских под действием литостатического давления нефть и газ перемещались благоприятные для их концентрации ловушки.

Неорганические гипотезы многочисленны и связывают образование нефти и газа в основном с подкоровыми процессами.

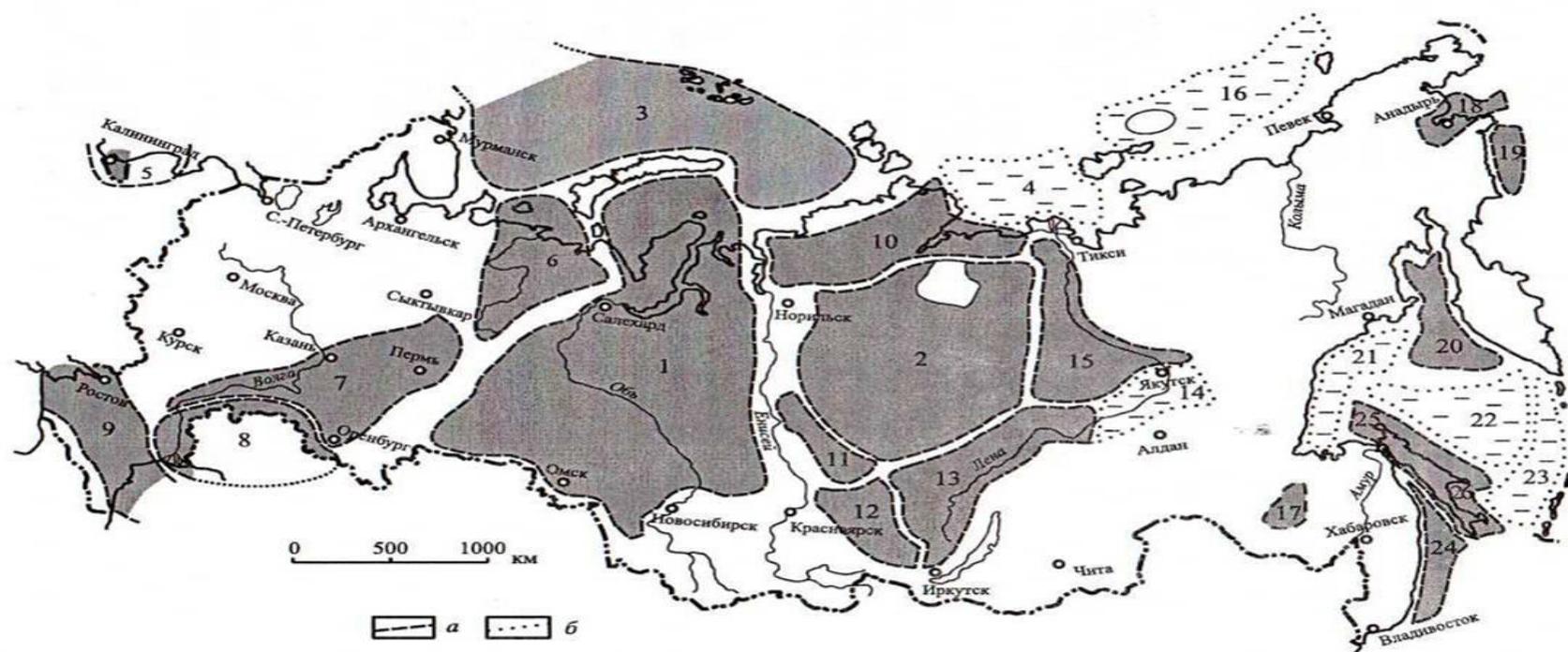


Рис. 3.77. Обзорная карта нефтегазоносных бассейнов России (Волков, 2005):

a – границы нефтегазоносных бассейнов; *b* – границы отдельных потенциально нефтегазоносных бассейнов. Бассейны платформенных областей (континентальных надрифтовых прогибов, депрессий): 1 – Западно-Сибирский (мегабассейн), 2 – Центрально-Тунгусский, 3 – Баренцевоморский, 4 – Лаптевский. Бассейны окраинных областей платформ (пассивных континентальных палеоокраин и краевых прогибов): 5 – Балтийский (часть), 6 – Тимано-Печорский, 7 – Волго-Уральский, 8 – Прикаспийский (часть), 9 – Северо-Кавказский, 10 – Енисейско-Анабарский, 11 – Восточно-Енисейский, 12 – Присаянский, 13 – Прибайкальский, 14 – Алданский, 15 – Ленно-Виллоиский, 16 – Восточно-Арктический, 17 – Верхне-Буреинский. Бассейны областей мезо-кайнозойской складчатости Дальневосточного региона (Субдукционные – активных окраин континентов, островных дуг, окраинных морей): 18 – Анадырский, 19 – Хатырский, 20 – Западно-Камчатский, 21 – Северо-Охотский, 22 – Центрально-Охотский, 23 – Южно-Охотский, 24 – Западно-Сахалинский, 25 – Северо-Восточно-Сахалинский, 26 – Южно-Сахалинский

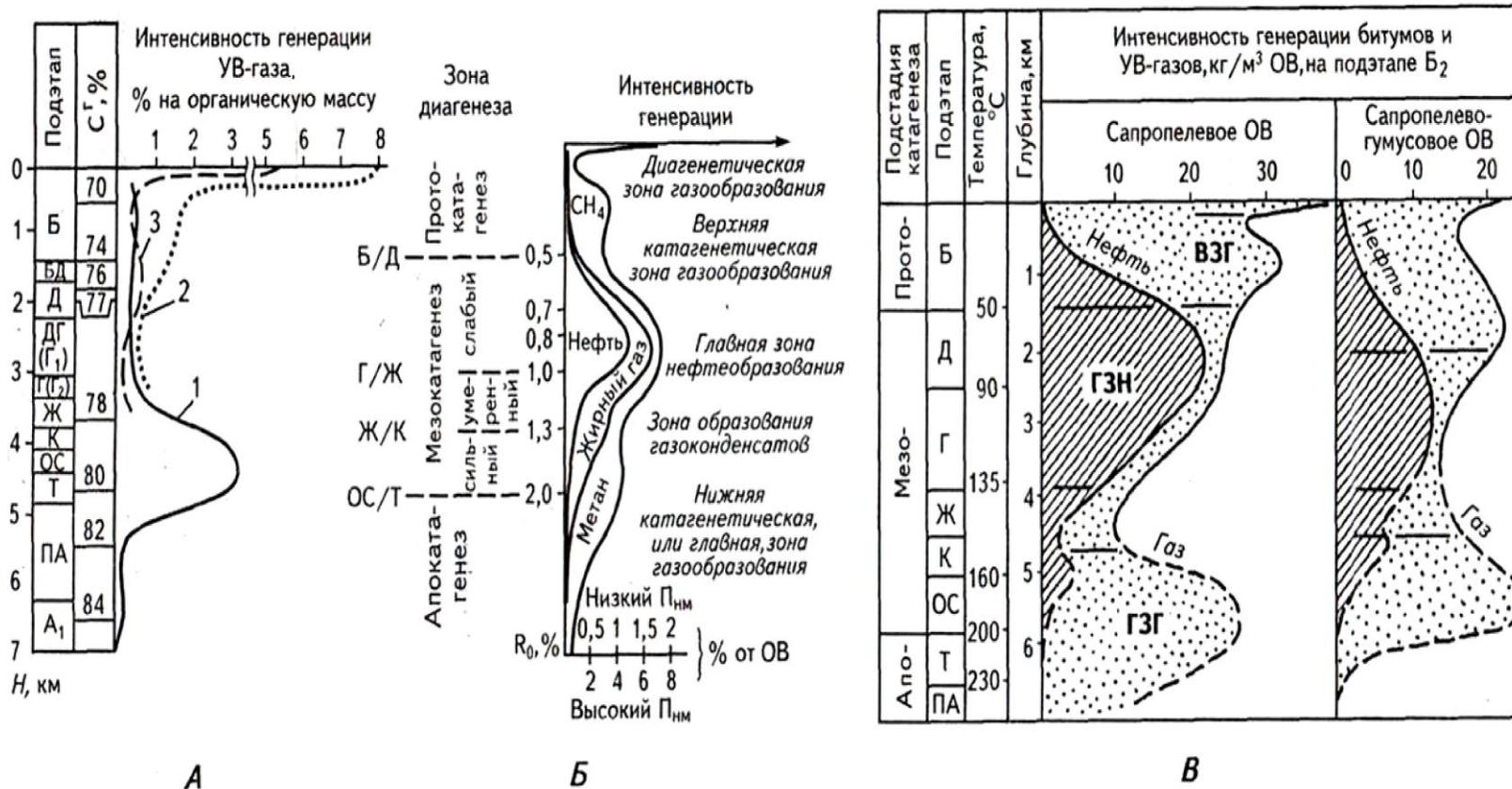


Рис. 3.78. Принципиальные схемы вертикальной зональности образования УВ по Рогозиной Е. А., Неручеву С. Г., Успенскому В. А., 1974 (А), Вассоевичу Н. Б., 1974 (Б), Конторовичу А. Э. и др., 1974 (В):

Кривые интенсивности генерации газа: 1 – сапропелевым РОВ пород, % на органическую массу бурогоугольной стадии $C^f=68 \%$, 2, 3 – сапропелевым и сапропелево-гумусовым РОВ соответственно, % на органическую массу средней бурогоугольной стадии; R_0 – отражательная способность витринита в масле; $\Pi_{нм}$ – нефтематеринский потенциал – выход УВ, % от содержания $C_{орг}$ на данном этапе катагенеза; ВЗГ – верхняя зона интенсивного газообразования; ГЗН – главная зона нефтеобразования; ГЗГ – глубинная зона интенсивного газообразования

1. Карбидная гипотеза предложена Д. И. Менделеевым и основана на лабораторных опытах получения нефти в результате взаимодействия карбида железа и воды: $2\text{FeC} + 3\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Fe}_2\text{CO}_3 + \text{C}_2\text{H}_6$.

Менделеев Д. И. предполагал, что вода может попадать в мантию, вступать в реакцию с расплавленными карбидами металлов с образованием газообразных углеводородов, которые затем возгоняются в земную кору с локализацией в ловушках. Гипотеза весьма оптимистична, так как предполагает непрерывность процесса в прошлом и будущем.

2. Вулканическая гипотеза связывает образование нефти и газа с выделением углеводородов из магмы, питающей вулканы.

3. Наиболее широко известны подкорковые гипотезы (Н. А. Кудрявцев, И. В. Гринберг, В. Ф. Линецкий, А. И. Кривцов и др.).

Предполагается, что генерация жидких и газообразных углеводородов происходит из магмы астеносферы в условиях высоких температур (900-1750 °С) и давлений (до 750 МПа). Поднимаясь по глубинным разломам, углеводороды концентрируются в благоприятных ловушках земной коры.

4. Космическая гипотеза, предложенная В. А. Соколовым, связывает образование нефти и газа с периодом звёздного состояния Земли. Углеводороды, находящиеся в её газовой оболочке, по мере охлаждения Земли конденсировались в нарождающейся земной коре, затем мигрировали и концентрировались в благоприятной обстановке.

МЕТАМОРФОГЕННАЯ СЕРИЯ

3.6.1. Общие сведения

Метаморфизм наряду с магматизмом и осадконакоплением является мощнейшим фактором рудообразования. Возникшие при этом месторождения относят к серии метаморфогенных.

Известны различные типы метаморфизма: контактовый (ореольный), аутометаморфизм, региональный метаморфизм, динамометаморфизм и ультраметаморфизм. Основными факторами метаморфизма являются давление, температура и состав порового флюида. РТ-условия проявления основных типов метаморфизма и их фаций приведены на рис. 3.79.

Контактовый метаморфизм – изохимическое преобразование горных пород, обусловленное тепловым воздействием на них интрузивных магматических масс. Давление обычно незначительное и не оказывает существенного влияния. Типичные породы – роговики. Контактново-метасоматические изменения (см. грейзены, скарны) отличаются, прежде всего, интенсивным выносом-привносом вещества.

Аутометаморфизм – это метаморфические изменения, последовательно сменяющие кристаллизацию магматического расплава, например серпентинизация дунитов, альбитизация спилитов и др.

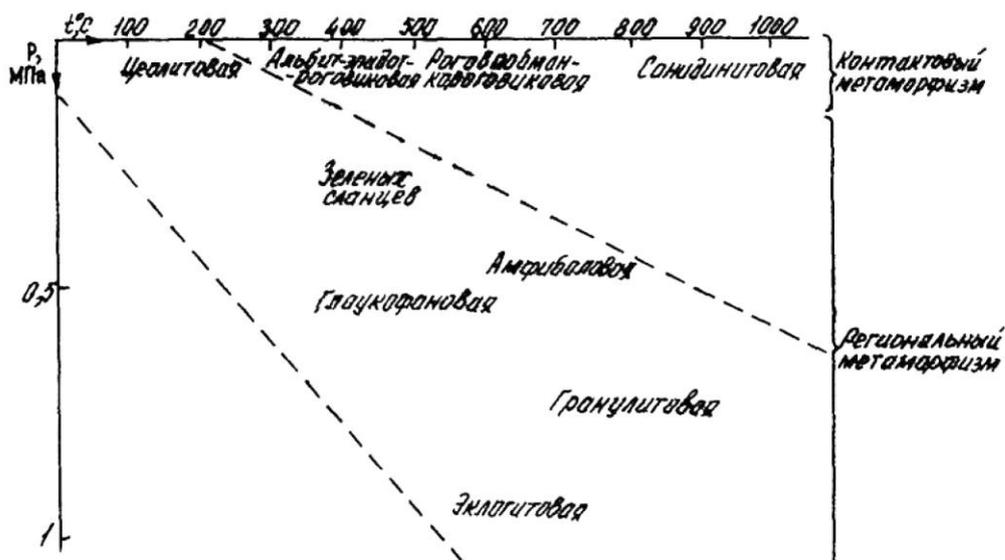


Рис. 3.79. P-T-условия возникновения метаморфических фаций (по П. Эсколе и др.)

Региональный метаморфизм наиболее широко распространён и проявляется на больших пространствах. P-T-условия могут сильно изменяться: температура от 100 до 900 °C, давление от 200 до 1500 МПа. В большинстве случаев происходит синхронное возрастание давления и температуры, что приводит к последовательной смене метаморфических фаций: от наиболее низкотемпературной и низкобарической цеолитовой до высокотемпературной и высокобарической эклогитовой. Причины регионального метаморфизма объясняются по-разному. Ранее предполагалось, что региональный метаморфизм обусловлен погружением участков земной коры на значительные глубины (отсюда синоним: метаморфизм погружения) в области повышающихся температур и давления. Однако ещё расчётами Дж. Ферхугена было выявлено, что достижение высоких температур недостижимо при простом погружении толщ горных пород. С новых позиций плитной тектоники региональный метаморфизм связывается с тепловыми мантийными потоками и энергией высвобождающихся в зонах субдукции и коллизий в связи с горизонтальными перемещениями блоков земной коры, которые характерны для мобильных зон Земли. Региональный метаморфизм с последовательным увеличением температур и давления получил название «прогрессивный». Нередко наблюдается обратная картина, когда происходит снижение давления и температуры, и низкотемпературные минералы замещают высокотемпературные. Такой метаморфизм (или стадия) называют регрессивным, ретроградным или диафторезом.

Динамометаморфизм (дислокационный) пространственно связан с региональным метаморфизмом. Основным фактором динамометаморфизма является давление. Его продуктами являются катаклазиты, милониты, различного рода сланцы и гнейсы.

Большинство исследователей ультраметаморфизм рассматривают как процесс частичного плавления горных пород в участках регионального метаморфизма при достижении необходимых РТ-условий.

Среди метаморфогенных месторождений обычно выделяют две группы – метаморфизованные и метаморфические. Если в области проявления метаморфизма попадают ранее существовавшие месторождения, то они могут настолько изменяться, что первичные черты их строения становятся неузнаваемыми, их можно лишь предполагать. Такие месторождения относят к метаморфизованным. Строго говоря, все древние месторождения в той или иной степени метаморфизованы, однако если первичные черты их геологического строения распознаваемы, то это позволяет относить их к тому или иному генетическому классу. Метаморфические месторождения образуются при метаморфизме горных пород в связи с перегруппировкой в них минерального вещества. Необходимым условием образования метаморфических месторождений является повышенное содержание полезного компонента в исходной породе. Очевидно, что даже самый интенсивный метаморфизм может привести к образованию графита из кварцевых песчаников. Для этого необходимо в исходных породах органическое вещество.

Важнейшими рудообразующими процессами при метаморфизме являются перекристаллизация и дегидратация.

Перекристаллизация проявляется: в преобразовании, нередко полностью, структуры; в изменении текстуры, хотя реликты её обычно сохраняются; в изменении минеральной формы при сохранении химического состава.

Дегидратация ведёт к образованию и пополнению поровых растворов. При метаморфизме высвобождается вода, связанная в минералах: конституционная, кристаллизационная и адсорбированная. При этом в восстановительной обстановке происходит увеличение содержаний CO_2 , CO , CH_4 , H_2 . Метаморфическая вода приобретает высокие растворяющие свойства. Для прогрессивного этапа метаморфизма в замкнутых застойных условиях характерно локальное диффузионное перемещение вещества без его привноса-выноса. Для регрессивного этапа типично движение накопленных метаморфогенных флюидов в проницаемых зонах, а также увеличение скорости и расстояния диффузии вещества. Это приводит к образованию метасоматитов и «альпийских жил». Некоторые исследователи объединяют месторождения, образованные таким образом, в самостоятельную метаморфогенно-гидротермальную (флюидально-метаморфогенную) группу.

Для метаморфогенных месторождений в целом характерны:

- 1) образование в мобильных участках земной коры (океанического и континентального рифтогенеза, островных дуг, активных окраин платформ, зон коллизий);
- 2) геологический разрез представлен метаморфическим комплексом пород;
- 3) обычная дислоцированность рудовмещающих толщ;

- 4) тела полезных ископаемых имеют сплюснутый вид: преобладают пластообразные, линзовидные, лентообразные, реже жилообразные залежи;
- 5) степень метаморфизма вмещающих пород и руд (РТ-условий формирования) одинакова;
- 6) химический состав полезных ископаемых коррелирует со спектром химических элементов в окружающих породах;
- 7) минеральный состав руд отличается переходом гидрооксидов в оксидные соединения, органическое вещество графитизируется; увеличивается плотность минералов;
- 8) типичными являются полосчатые, сланцеватые и плейчатые текстуры, хотя возможны и массивные, гнездово-вкрапленные; размеры зёрен укрупняются.

3.6.2. Группа метаморфизованных месторождений

Возникновение метаморфизованных месторождений обычно обусловлено процессами регионального и контактового метаморфизма, соответственно выделяют их два класса.

К числу регионально-метаморфизованных месторождений относят, в первую очередь, широко известные железистые кварциты и золото-урановые конгломераты (табл. 3.21).

Железистые кварциты, занимая огромные площади, широко распространены в докембрийских толщах платформ. Наиболее вероятно, что первично это были осадочные химические или же вулканогенно-осадочные месторождения. Существует оригинальная космическая гипотеза, предполагающая, что в докембрии Земля проходила во Вселенной через туманность железистой пыли, которая сорбировалась земной поверхностью. Железистые кварциты состоят из чередующихся слоев минералов железа (магнетит, гематит, мартит) и нерудных (кварца, хлорита, биотита, амфиболов, пироксена, карбонатов).

Среди железистых кварцитов выделяют два типа: бедные с содержанием железа до 40 % и богатые с содержанием свыше 50 % (рис. 3.80). Последние разрабатываются и по добыче и запасам являются основным промышленным типом железных руд. Генезис богатых руд дискусионен. Широко известны представления о метасоматическом их происхождении в связи с более поздним гранитным магматизмом (Я. Н. Белевцев, Н. П. Семенов) или же глубинной циркуляцией щелочных вадозных вод (Д. С. Коржинский). Наиболее вероятно всё же их образование за счёт древнего выветривания.

Золото-урановые конгломераты относят к числу уникальнейших по запасам и ценности месторождений, но встречаются довольно редко. Крупнейшим в мире является район Витватерсранда в ЮАР, дающий до 600-800 т золота в год, который представляется как обширная (рис. 3.81) прибрежно-морская дельтовая россыпь, претерпевшая диагенез и метаморфизм зелёносланцевой фации. Мощность конгломератовых слоёв колеблется от нескольких сантиметров до 3 м. Представлены они обычно светлой окатанной галькой кварца и кварцита.

Полезные ископаемые метаморфизованных месторождений

Полезные ископаемые		Условия метаморфизма	Примеры месторождений
после метаморфизма	до метаморфизма		
Железистые кварциты	Гидрооксидные железисто-кремнистые осадочные (?) или вулканогенно-осадочные (?) руды	Региональный метаморфизм зелёносланцевой и амфиболитовой фаций	КМА (Яковлевское, Михайловское, Лебединское и пр.), Кривой Рог (Ингулецкое, Первомайское и др.), Карелия (Костомукшское, Оленегорское и др.), оз. Верхнее (США), Минас-Жерайс (Бразилия), Хаммерсли (Австралия)
Золото-урановые конгломераты	Дельтовая прибрежно-морская россыпь	Региональный метаморфизм зелёносланцевой фации	Витватерсранд (ЮАР) – крупнейшее в мире; кроме того, Жакобина (Бразилия); Уэстмориленд (Австралия); Чикмагалура (Индия), Элитот Лейк, Блайнд Ривер (Канада) и др.
Графит	Каменный уголь	Контактовый метаморфизм траппов	Курейское, Ногинское (Красноярский край)
Корунд	Бокситы	Региональный метаморфизм	Прииртяшские месторождения в Челябинской обл. (Теченское, Кизилташское, Иртяш-I, II)
		Контактовый метаморфизм траппов	Татарское (Енисейский край)

Цемент более тёмный и состоит из серицита, хлорита, углистого вещества, кварца и сульфидов. Среднее содержание золота 8 г/т, урана – 0,02 %. Кроме того, встречаются алмазы и платиноиды. Генезис золото-урановых конгломератов дискусионен. Точки зрения о первично гидротермальном их происхождении сменились более устоявшейся в последние годы концепцией об их седиментационном генезисе.

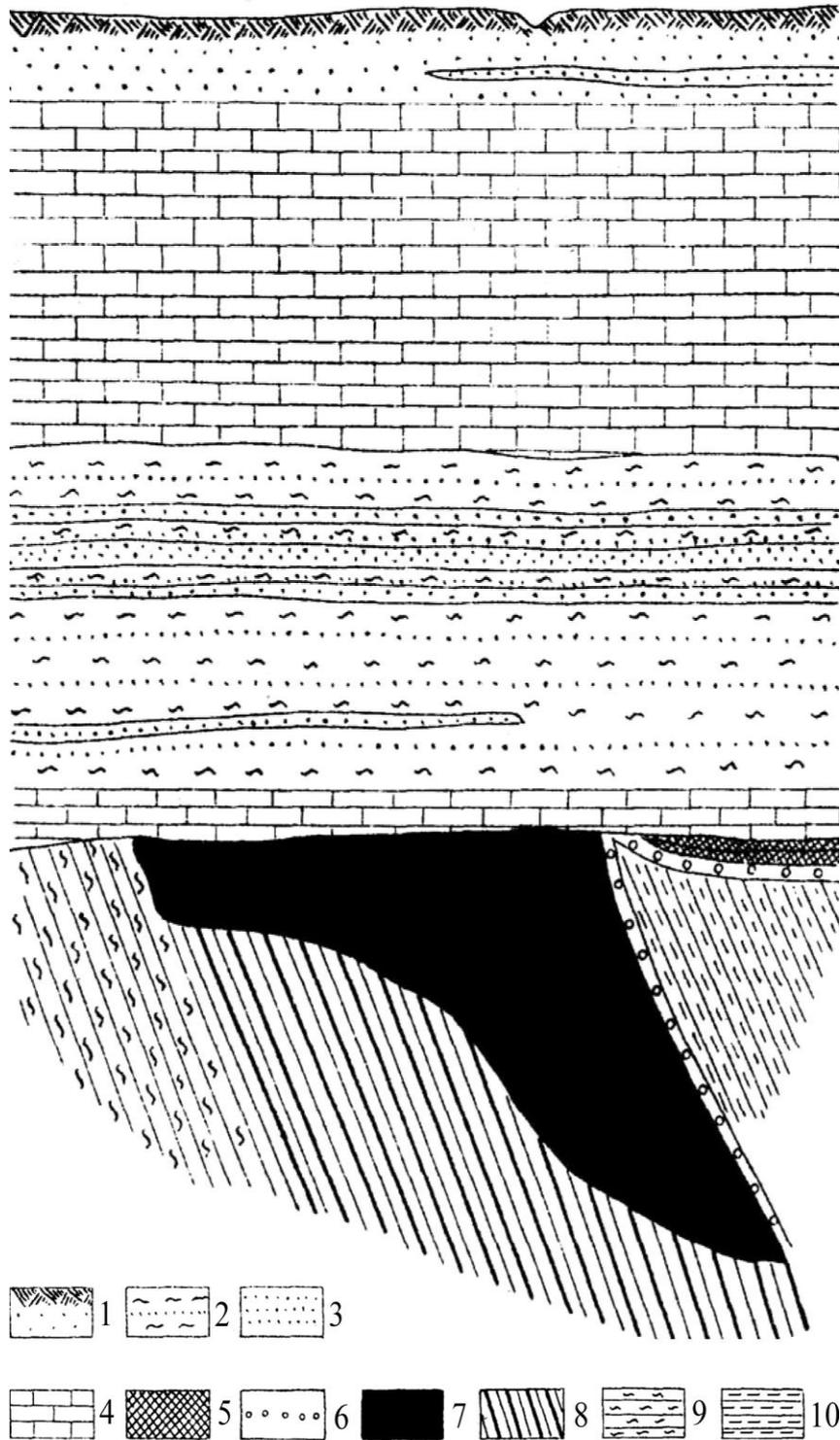


Рис. 3.80. Геологический разрез месторождения железистых кварцитов «Яковлевское» (по С. И. Чайкину):

1 – почвенно-растительный слой и суглинки; 2 – пески, глины; 3 – песчаники; 4 – мел, мергели, известняки; 5 – руда переотложенная; 6 – бокситы; 7 – богатые руды; 8 – железистые кварциты; 9 – кварц-слюдистые микросланцы; 10 – кварц-графит-биотитовые микросланцы

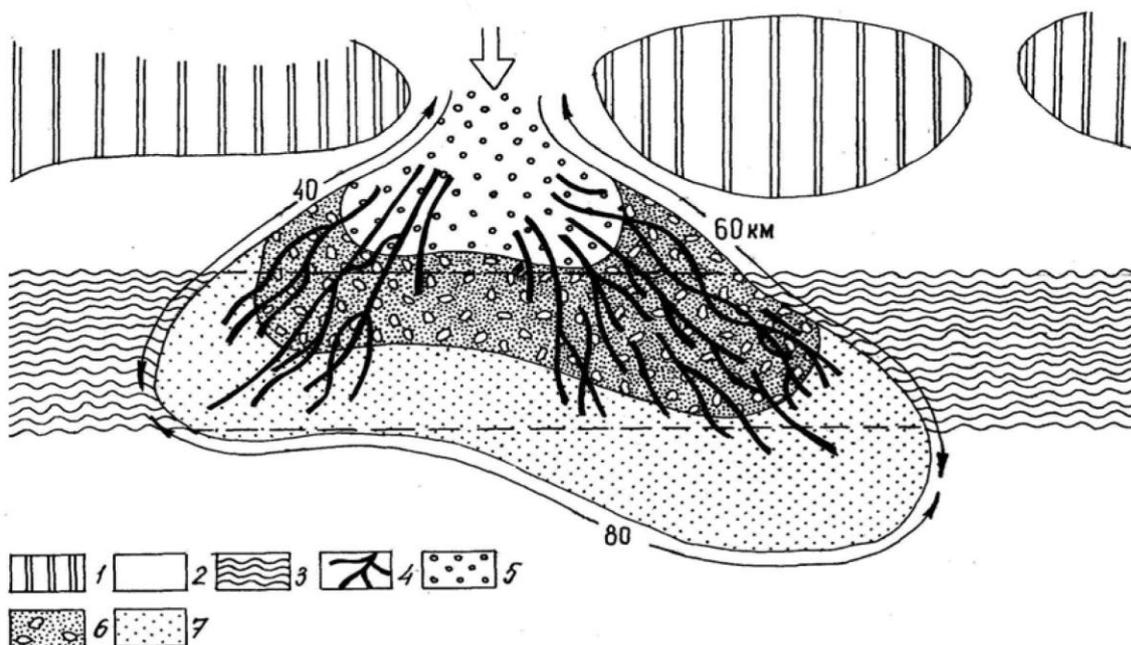


Рис. 3.81. Концептуальная модель типичного разрастающегося речного конуса выноса в бассейне Витватерсранд (по Д. Преториусу):

1 – купольные поднятия; 2 – ранняя низкоэнергетическая фация; 3 – зона волновой переработки; 4 – русла, к которым приурочены обогащённые рудные струи; 5 – фация вершины конуса; 6 – фация середины конуса; 7 – фация основания конуса

Наиболее ярким представителем контактово-метаморфизованных месторождений являются месторождения массивного графита (см. табл. 3.21), образованного за счёт угольных пластов.

3.6.3 Группа метаморфических месторождений

Образование их связано преимущественно с процессами регионального метаморфизма, реже аутометаморфизма (асбест) и ультраметаморфизма (пегматиты). Метаморфические месторождения представлены, в первую очередь, нерудными полезными ископаемыми, состав которых определяется повышенным содержанием ценного компонента в исходной породе, а также РТ-условиями метаморфизма (табл. 3.22).

Вопрос о метаморфическом генезисе рудных месторождений дискуссионен, так как далеко не всегда в метаморфических толщах возможно достаточно однозначное определение природы источников рудного вещества и транспортирующих агентов. Не вызывает сомнения у большинства исследователей метаморфический генезис лишь золоторудных месторождений в чёрносланцевых толщах.

Предполагается, что рассеянная убогая золотоносность алевролитов, содержащих органическое вещество, при метаморфизме в условиях зелёнослан-

Полезные ископаемые метаморфических месторождений

Полезные ископаемые	Фация метаморфизма	Исходные породы	Примеры месторождений
Тальк	Зеленых сланцев	Ультрабазиты, магнезиты, магнезиальные мергели, доломиты	Миасская группа (Пугачевское, Кирябинское и др.), Шабровское (Урал), Киргитейское (Красноярский край)
Горный хрусталь	Зеленых сланцев	Кварцевые песчаники	Месторождения Урала
Хризотил-асбест	Зеленых сланцев	Ультрабазиты	Баженовское, Джетыгаринское, Киёмбаевское (Урал), Молодежное (Забайкалье), Актотракское (Тува) и др.
Амфибол-асбест	Зеленых сланцев	Ультрабазиты, глинисто-песчано-мергелистые породы	Сысертская группа на Урале (Сысертское, Мочаловское и др.)
Золото в черносланцевых толщах	Зеленых сланцев	Алевролиты, обогащенные органическим веществом	Хоумстейк (США), Морру Белью (Бразилия), Сухой Лог (Иркутская обл.), Олимпиадинское (Красноярский край)
Кианит	Амфиболитовая	Высокоглиноземистые осадочные породы (глины, каолины)	Кейвинская группа на Кольском полуострове (Тяшп-Манюк, Тавурта и др.)
Волластонит	Амфиболитовая	Кристаллические ставролит-полевошпатовые сланцы	Алдан
Графит	Амфиболитовая	Осадочные, содержащие органическое вещество	Завальевское, Петровское, Троицкое (Украина); месторождения острова Мадагаскар
Гранат	Гранулитовая	Метаморфизованные известняки, реже щелочные породы	Урал, Карелия
Рутил	Эклогитовая	Интрузивные, эффузивные, осадочные, обогащенные титаном	Кузнечихинское, Шубинское (Урал)

цевой и амфиболитовой фаций была перегруппирована в минерализованные зоны с промышленным содержанием (рис. 3.82).

Безусловно, в метаморфогенной серии представляют интерес месторождения технических алмазов. Кумдыкольское месторождение алмазов выявлено в 1973 г. в 30 км к юго-западу от г. Кокчетава в Казахстане. Присутствие технических алмазов установлено в карбонатных породах (5,6 %), графитовых гнейсах (85,5 %), хлорит-тремолит-кварцевых (4,2 %), гранат-пироксеновых (3,4 %)

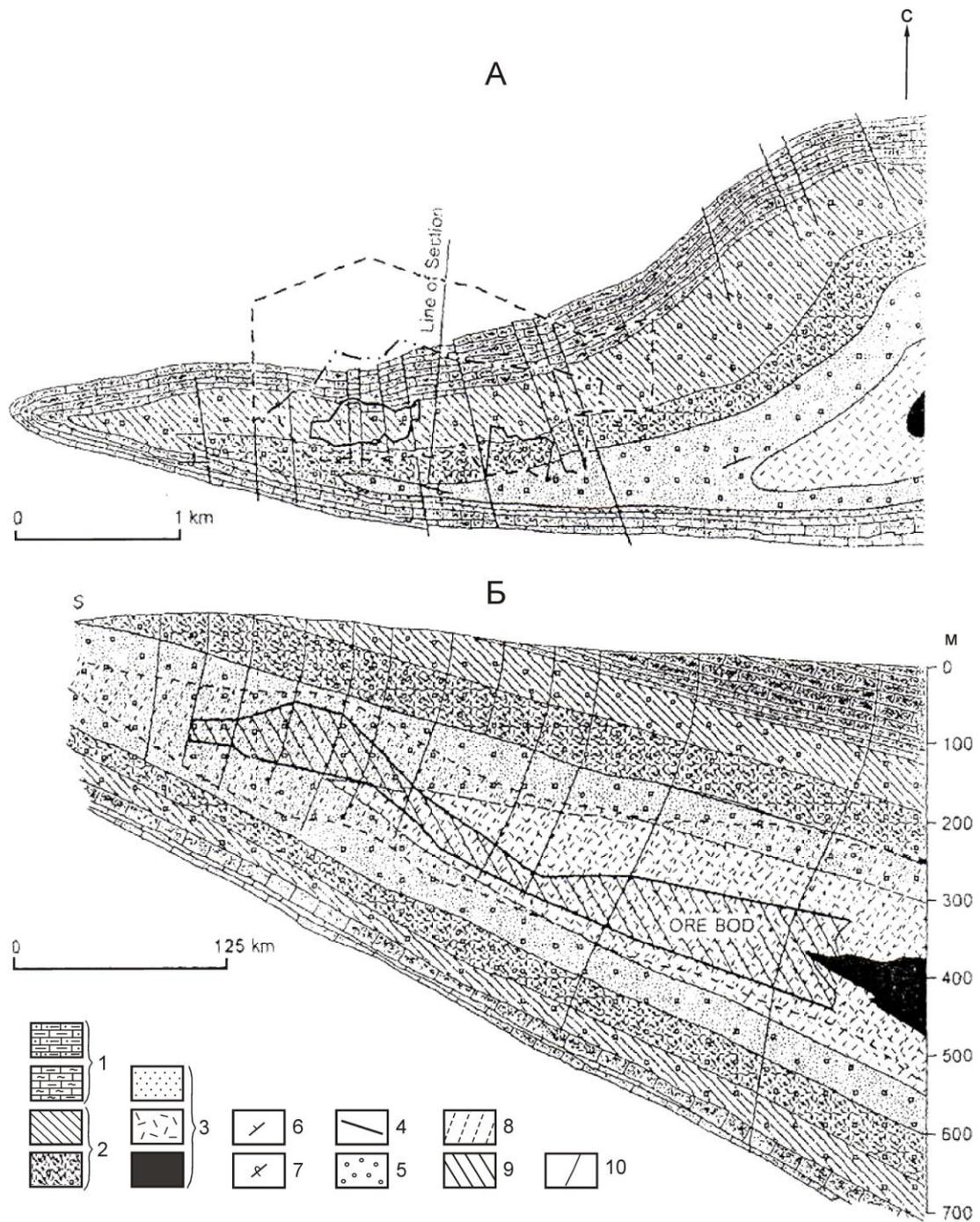


Рис. 3.82. Схематический план (А) и геологический разрез (Б) месторождения Сухой Лог с блокировкой руд (по данным геолого-разведочных работ):

1 – известковые углистые алевролиты и сланцы; 2 – глинистые алевролиты, филлиты; 3 – углистые филлиты, сланцы, алевролиты; 4 – разломы; 5 – вкрапленный пирит; 6 – нормальное залегание; 7 – обратное залегание; 8 – зона минерализации; 9 – зона промышленной добычи руд; 10 – скважины

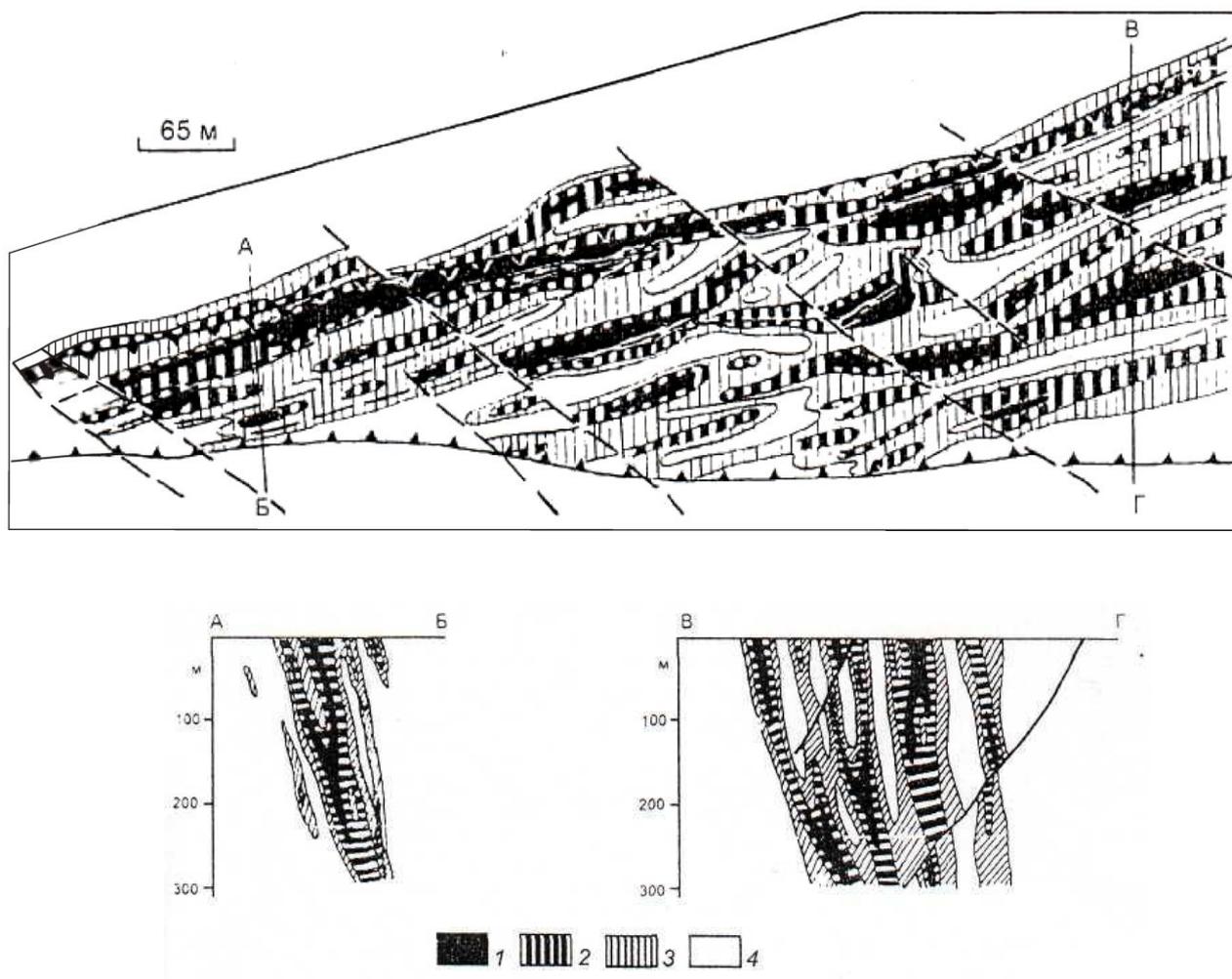


Рис. 3.83. Распределение содержаний алмазов в рудной зоне Кумдыкольского месторождения (по Л. Д. Лавровой и др.):

Содержания: 1 – более 50 кар/т; 2 – 25-50 кар/т; 3 – 8-25 кар/т; 4 – менее 8 кар/т

породах и эклогитах (13 %). Оруденение прослежено на 1500 м при средней мощности 90 м (рис. 3.83).

К числу метаморфических относят многочисленные разновидности декоративных и облицовочных камней: яшм (гора Полковник на Южном Урале); родонита (Седельниковское на Среднем Урале); мрамора, кварцитов, сланцев и других в различных регионах России.

4. ПРОМЫШЛЕННЫЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

К промышленным, согласно В.М. Крейтеру, относятся те месторождения, которые используются промышленностью в количестве более 3% от их общего известного количества.

В разделе «Промышленные типы месторождений полезных ископаемых» рассматриваются данные обратные, в какой-то мере предыдущему. Ранее рассмотрен комплекс полезных ископаемых характерный для того или иного генетического класса. В данном разделе, наоборот, для каждого полезного ископаемого рассматриваются промышленные типы, различающиеся генезисом, строением и составом.

Промышленными месторождениями являются лишь те, которые экономически выгодно разрабатывать в соответствии с уровнем развития технологий и техники. Промышленный тип образуют совокупности месторождений похожих по форме, размерам и условиям залегания тел полезных ископаемых, их вещественному составу и, как правило, генезису. Промышленные типы месторождений одного и того же полезного ископаемого в силу особенностей геологического строения имеют различную ценность и распространение, а следовательно, с учетом экономических факторов, конъюнктура их будет также различной. Рациональное планирование и ведение геологоразведочных работ базируется на сведениях о промышленных типах месторождениях полезных ископаемых.

Раздел содержит обилие фактического материала по геологическому строению промышленных типов месторождений полезных ископаемых. При изучении геологических сведений в первую очередь необходимо усвоить для каждого промышленного типа МПИ основные характеристики: структурно-морфологические особенности тел полезных ископаемых; условия их залегания; парагенезисы минералов и элементов полезного ископаемого; примеры наиболее представительных месторождений. Табличная форма обобщения этого материала (таблицы 4.1-4.34) будет способствовать усвоению. При знакомстве с цифровыми данными обращайтесь внимание в первую очередь на порядок величин, точные значения представляют собой справочный материал.

В литературе и практике геологоразведочных работ нет однозначного подхода к наименованию промышленных типов месторождений полезных ископаемых и их классификации, что усложняет изучение дисциплины. В разных учебниках и изданиях промышленные типы выделяются:

- на основе генетической классификации с выделением рудных формаций;
- по названию наиболее представительных месторождений, например, атасуйский, филизчайский, волковский и пр. типы;
- по смешанным признакам: типичной форме тел (жильный, штокверковый и пр.); минеральному составу полезного ископаемого (сульфидные, силикатные и пр.); составу вмещающих пород и толщ (карбонатные, вулканогенно-осадочные и пр.); генетической группе или классу (скарновый, ликвационный и пр.).

Последний подход, несмотря на нарушения принципов построения классификаций (неоднозначность признака), учитывает устоявшиеся в практике геологоразведочных работ названия промышленных типов месторождений. Такой подход принят в инструктивных изданиях геологической службы страны.

Таблицы 4.1-4.10 заимствованы из «Сборника руководящих материалов по геолого-экономической оценке месторождений полезных ископаемых» - М.: ГКЗ СССР, 1985 г.; рис. 4.1-4.20 – из гос. доклада «О состоянии и использовании минерально-сырьевых ресурсов РФ в 2014 г.» - М.: 2014.

Таблица 4.1

Промышленные типы месторождений железных руд

Типы руд	Главные и характерные рудные минералы	Главные и характерные элементы-примеси в рудах	Типичные месторождения
1	2	3	4
Титаномагнетитовые и ильменит-титаномагнетитовые руды в ультраосновных породах	<i>Титаномагнетит, ильменит, магнетит</i> , самородная платина, платиноиды	Ti, V, Sc, Cu, Co, Ni, S, Pt, Os и др.	Качканарское, Копанское, Первоуральское, Пудожгорское
Апатит-магнетитовые руды в ультраосновных щелочных породах	Магнетит, апатит, бадделлит	P, Zr	Ковдорское
Магнетитовые руды в осадочных и вулканогенно-осадочных породах	<i>Магнетит</i> , гематит, мартит, пирротин, халькопирит, сфалерит, галенит, арсенопирит, висмутин, молибденит, кобальтин, линнеит, самородное золото и серебро	S, As, Co, Mn, Cu, Se, Te, Pb, Zn, Co, In, Bi, Mo, Ag, Au, Ge, F	Соколовское, Сарбайское, Качарское (Казахстан), Высокогорское, Гороблагодатское, Абаканское, Шерегешевское, Таштагольское (Россия)
Магномагнетитовые руды в пирокластических породах и траппах	<i>Магномагнетит, магнетит</i> , гематит, пирит, халькопирит, сфалерит	S, Cu, Zn, V	Коршуновское, Рудногорское, Татарское, Нерюндинское (Россия)
Магнетит-гематитовые руды в вулканогенно-осадочных породах	<i>Гематит, магнетит</i> , псиломелан, сидерит, пирит, сфалерит, галенит, браунит, гаусманит	Ge, Mn, Mo, Zn, Pb, Au, S	Западно-Каражальское (Казахстан)
Железистые кварциты в осадочных и вулканогенно-осадочных породах	<i>Магнетит, гематит</i> , сидерит, пирит, сфалерит, галенит	Ge	Оленегорское, Костомукшское (Карелия), Криворожский бассейн (Украина)
Мартитовые и мартит-гидрогематитовые руды, образованные по железистым кварцитам	<i>Мартит, гидрогематит</i> , гегит, магнетит, гематит, сидерит, пирит		Криворожский бассейн (Украина), КМА, Белозерское, Яковлевское (Россия)
Сидеритовые руды в осадочных породах	<i>Сидерит</i> , сидероплезит		Бакальское, Березовское
Бурые железняки, образованные по сидеритам	<i>Гидрогематит</i> , гегит, сидерит		То же

Окончание таблицы 4.1

1	2	3	4
Лептохлоритовые и гидрогетитовые оолитовые руды в осадочных породах	<i>Гидрогетит</i> , лентохлориты, псиломелан, пиролюзит, вивианит, вернадит, пирит	P, Mn, As, V, Bi	Лисаковское, Аятское (Казахстан), Керченское (Украина), Колпашевское (Россия)
Хром-никелевые, гетит-гидрогетитовые руды кор выветривания ультраосновных пород	<i>Гетит</i> , <i>гидрогетит</i> , сидерит, нонтронит, пирит, хромшпинелиды, полианит, пиролюзит	Cr, Co, Ni, V, Mn, Sc, Ca	Ново-Киевское, Аккермановское

Подчеркнуты главные минералы, содержащиеся в рудах в количестве более 10%.

Таблица 4.2

Промышленные типы месторождений марганцевых руд

Месторождения	Основные рудные минералы	Содержание марганца в рудах, %	Попутные компоненты	Структурно-морфологический тип рудных тел	Примеры месторождений
Осадочные морские	Пиролюзит, псиломелан, манганит, манганокальцит, марганцевый карбонат	10-40 и более		Пласты небольшой мощности на большой площади, реже линзы и более сложной формы тела сравнительно небольших размеров	Никопольское, Большетокмакское (Украина), Чиатурское (Грузия)
Железомарганцевых конкреций дна океанов	Вернадит, гидрогетит, пиролюзит, криптомелан	25-30	Fe, Ni, Co, Cu	Конкреции, корки и слои на поверхности коренных пород дна океанов обычно небольшой мощности, но громадной протяженности	Придонные отложения Тихого, Индийского и Атлантического океанов
Вулкано-осадочные	Карбонаты марганца и железа	40-55	Fe	Пластообразные залежи небольшой протяженности, мощностью 1-50 м	Западный КараДжал и др. месторождения Атасуйского района (Казахстан)
Выветривания	Пиролюзит, псиломелан	до 53		Линзообразные, пластообразные, плащеобразные и сложной неправильной формы тела преимущественно небольшой мощности	Месторождения центральных и южных штатов Индии; Мрро-де-Минас (Бразилия), Постмасбург, Курутам (ЮАР)
Метаморфогенные	Браунит, бустамит, родонит, марганцовистые гранаты (гондиты)	10-20	Поделочные камни	Мелкие пласто- и линзообразные залежи, реже рудные пласты большой мощности и протяженности	Панч-Махал, Донгри-Бузург (Индия), Серраду-Навиу (Бразилия), Калахари (ЮАР)



Рис. 4.1. Основные месторождения железа и распределение добычи железной руды по субъектам Российской Федерации в 2012 г., млн т



Рис. 4.2. Основные месторождения марганцевых руд и распределение запасов категорий А+В+С₁+С₂ по субъектам Российской Федерации, млн т

Основные промышленные типы алюминиевых руд

Типы руд	Главные характерные минералы	Главные и характерные элементы-примеси в рудах	Примеры месторождений
Бокситы	Диаспор, бемит, гиббсит, шамозит, каолинит, гетит, сидерит, кальцит, слюды	Fe, Ga, V, Sc, TR	Северо-Уральская группа (СУБР), Северо-Онежская группа, Амангельдинская группа (Казахстан)
Нефелиновые руды	Нефелин, полевые шпаты, эгирин, щелочные амфиболы, апатит	Ga, Rb, Cs, V, Y, Sr	Кия-Шалтырское, Горячегорское
Апатит-нефелиновые руды	Нефелин, апатит, эгирин, амфибол, сфен, магнетит	Ta, Nb, TR	Хибинская группа
Алунитовые руды	Алунит, кварц, глинистые минералы, барит, ярозит	Ba, P, F, V	Загликское (Кавказ), Беганьковское (Украина)

Таблица 4.4

Промышленные типы бокситовых месторождений

Латеритные	
Линейный	Висловское, Мелихово-Щебекинское (КМА)
Линзообразный	Высокопольское
Бовальный (пластообразный)	Боке, Фриа, Киндиа, Дебеле (Гвинея); Бамако, Мадхья-Прадеш, Бихар, Джарела, Геликоида, Поттант (Индия)
Полигенные	
Карсто-линзообразный	Вежаю-Ворыквинское, Верхне-Вазгурское
Линзообразный	Арканзасское (США), Бакху, Моенго (Суринам); Маккензи, Итуни (Гайана); Кайенна, Махури (Гвиана)
Покровный	Уэйпа, Гов, Дарлинг-Рейдж и др. (Австралия)
Осадочные терригенных толщ	
Долинный	Тихвинское
Пластообразный	Иксинское, Плесецкое, Тимшерское, Наурзумское
Карстовый	Белинское, Аятское, Татарское, Краснооктябрьское, Центральное Чадобецкой группы, Тургайская группа (Казахстан)
Осадочные карбонатных толщ	
Карсто-пластообразный	Северо-Уральская и Южно-Уральская группы
Карсто-покровный	Месторождения о. Ямайка
Карсто-линзообразный	Ньирад (Венгрия), месторождения Греции, Франции
Карсто-воронковый	Месторождения Черногории, Герцеговины, Истрийского п-ова



Рис. 4.3. Основные месторождения нефелиновых руд и распределение их запасов по субъектам Российской Федерации, млн т



Рис. 4.4. Основные бокситовые месторождения и распределение запасов бокситов по субъектам Российской Федерации, млн т

Основные промышленные типы месторождений медных руд

Промышленные типы месторождений	Структурно-морфологические типы рудных тел	Ведущие текстуры руд	Главные рудные минералы	Наиболее характерные попутные компоненты	Качество руд	Примеры месторождений
Медно-никелевый	Согласные пластообразные залежи, линзо- и жилы образные тела	Гнездово-вкрапленные, массивные, брекчиевые	Пирротин, пентландит, халькопирит, кубанит	Co, платиноиды, S, Au	Богатые, средние, бедные	Норильская и Печенгская группы (Россия); месторождения района Седбери (Канада)
Медистых песчаников и сланцев	Пластовые, пластообразные и ленточные залежи	Прожилково-вкрапленные, вкрапленные	Халькопирит, борнит, халькозин	Ag, Re, Se, Te, Pb, Zn, Co, S	Средние, богатые	Джезказган (Казахстан), Удокан (Россия), Манефельд (ГДР), Предсудетская моноклираль (Польша), Айнак (Афганистан), месторождения Замбии, Заира
Медно-колчеданный	Пласто- и линзообразные залежи	Массивные, полосчатые, вкрапленные	Пирит, халькопирит, сфалерит, пирротин	Au, Ag, Zn, S, Pb, Se, Cd, Co, In, Te, Ge	Средние, богатые	Красноуральское, Учалинское, Гайское, Подольское, Урупское (Россия), Оутокумпу (Финляндия), Рио-Тинто (Испания), Маунт-Айза (Австралия)
Медно-порфировый	Штокверки	Прожилково-вкрапленные, вкрапленные	Халькопирит, халькозин, молибденит, пирит	Mo, Re, Au, Ag, Se, Te	Бедные	Коунрад (Россия), Кальмакыр, Эрдентуин-Обо (МНР), Асарел, Елаците (Болгария), месторождения Канады, США, Мексики, Панамы, Перу, Чили, Папуа - Новой Гвинеи, Ирана
Скарновый	Пласто- и столбовые, сложной формы залежи	Массивные, гнездовые, вкрапленные, прожилковые	Халькопирит, магнетит, борнит, пирротин, пирит	Au, Ag, Fe, Co, Mo, Se, Te, S	Средние	Саякская группа (Казахстан), Турьинская группа (Россия); Малко-Тыргово (Болгария); Зап. Банат (Румыния), Речк (Венгрия), Эрмсбре (Индонезия), Бисби (США)
Кварцево-сульфидный (жильный)	Жилы, жильные зоны, иногда сочетающиеся с метасоматическими залежами	Массивные, гнездовые, брекчиевидные, вкрапленные и прожилково-вкрапленные	Халькопирит, сфалерит, пирит	Ag, Au, Pb, Zn, Cd, Te, Se, Bi, Sb, Mo	Средние	Кафанское (Кавказ), Чатыркуль (Казахстан), Россен (Болгария) Рудняки, Славинки (Чехия)



Рис. 4.5. Основные месторождения меди и распределение ее добычи по субъектам Российской Федерации в 2012 г. (с учетом извлеченной из руд техногенных месторождений), тыс. т



Рис. 4.6. Основные месторождения олова и распределение его запасов по субъектам Российской Федерации, тыс. т

Промышленные типы месторождений свинцово-цинковых руд

Промышленные типы месторождений	Структурно-морфологический тип рудных тел	Ведущие текстуры руд	Главные рудные минералы	Характерные попутные компоненты	Качество руд	Примеры месторождений
1	2	3	4	5	6	7
Докембрийские						
Колчеданно-полиметаллические в метаморфических комплексах	Плитообразные и лентовидные залежи	Полосчатые и плейчатые, массивные	Сфалерит, галенит, пирит, пирротин	Ag, Cd	Богатые, рядовые	Сулливан (Канада), Мак-Артур-Ривер, Маунт-Айза, Брокен-Хилл (Австралия), Холоднинское
Колчеданно-полиметаллические в вулканогенно-терригенно-карбонатных толщах	Пласто- и лентообразные залежи, часто изогнутые согласно с вмещающими пластами	Полосчатые и плейчатые, массивные	Галенит, сфалерит, пирит, пирротин	Ag, Cd	Богатые	Горевское (Россия); Балмат (США)
Фанерозойские						
Колчеданно-полиметаллические в вулканогенно-осадочных толщах	Пластообразные и линзообразные залежи, лентовидные и жилородные тела	Массивные, полосчатые, брекчиевые и колломорфные	Галенит, сфалерит, пирит, халькопирит, барит	Au, Ag, Se, Te, Cd	Богатые рядовые бедные	Озерное, Заряновское, Риддер-Сокольское, Тишинское, Белоусовское, Орловское, Золотушинское (Россия); Хандиза (Узбекистан)
Колчеданно-полиметаллические в терригенных толщах	Линзовидные, столбовидные и комбинированные залежи	Массивные, полосчатые, вкрапленные	Пирит, галенит, сфалерит, халькопирит	Ag, Se, Te, Cd	То же	Филизчайское, Катехское, Кандагское (Кавказ)

Окончание таблицы 4.6

1	2	3	4	5	6	7
Свинцово-цинковые, так называемые «стратиформные»	Согласные пластообразные залежи, секущие линзо- и жилообразные тела	Прожилково-вкрапленные, вкрапленные, реже массивные	Галенит, сфалерит, барит	Ta, Ge, Cd, Ag	Рядовые	Миргалимсай, Ачисай, Шалкия, Уч-Кулач (Казахстан), Миссисипи (США), Седмочисленцы (Болгария), Олькуш, Бытам (Польша)
Скарновые и метасоматические залежи в известняках	Трубо-, пластообразные и субпластовые залежи, трещинно-жильные тела, жилы и жильные зоны	Массивные, пятнистые, полосчатые, вкрапленные	Галенит, сфалерит, халькопирит, пирротин, арсенопирит	Bi, Cd, Ag, Au	Рядовые	Тетюхе, Алтын-Топкан, Кансай (Россия), Чипровцы (Болгария), Руда-Баня (Венгрия), Трепча (Польша)
Жильные	Жилы выполнения, жильные зоны	Массивные, пятнистые, брекчиевые, вкрапленные и прожилково-вкрапленные	Галенит, сфалерит, халькопирит, пирротин, арсенопирит, магнетит	Au, Ag, Cu, Cd, Te, Se, Sb	Рядовые, бедные, богатые	Садон (Россия), Говедарник, Маджарово (Болгария), Бая-Маре (Румыния), Пшибрам (Польша), Фрайберг (Германия)

Таблица 4.7

Промышленные типы месторождений олова

Промышленный тип	Структурно-морфологический тип рудных тел	Главные рудные минералы	Содержание олова в рудах, %	Характерные попутные компоненты	Качество руд	Примеры месторождений
1	2	3	4	5	6	7
Касситерит-грейзеновый	Плащеобразные залежи, жилообразные тела	Касситерит, часто вольфрамит	0,3-0,4	W, Bi, Ta, Nb, Sc	Обычно легкообогатимые	Альтенберг (Германия), Циновец (Чехия)
Касситерит-(вольфрамит)-кварцевый	Жилы, жильные системы, штокверки	Касситерит, обычно вольфрамит	до 0,1	W, Bi, Ta, Nb, Sc	Легкообогатимые	Иультин, группа Пыркайских штокверков, Светлое; Маучи (Бирма), Панаскейра (Португалия)

Окончание таблицы 4.7

1	2	3	4	5	6	7
Касситерит-турмалиновый	Жилы, минерализованные зоны, жильно-образные тела и штокверкоподобные залежи	Касситерит, сульфиды меди, иногда вольфрамит	0,4-1,5	W, флюорит, Cu, Bi, In	То же	Депутатское, Учкошкон, Валькумей, Солнечное (Россия), Корнуэлл (Англия)
Касситерит-хлоритовый	Минерализованные зоны, жилы, сложной формы и штокверки	Касситерит, сульфиды меди и цинка	0,4-0,2	Cu, Zn, In	Легко- и средне-обогатимые	Верхнее, Дубовское, Арсеньевское, Тернистое (Россия)
Касситерит-многосульфидный	Жилы, оруденелые зоны, столбообразные залежи	Касситерит, пирротин, халькопирит, галенит, сфалерит, станнин	0,4-0,6	Cu, Zn, In, W	Труднообогатимые	Фестивальное, Перевальное (Россия), Колкири (Боливия)
Касситерит-сульфидно-сульфосольный	Жилы, жильнообразные и сложные жильные системы штокверкового типа	Касситерит, станнин, галенит, сфалерит, сульфосоли серебра, свинца, цинка, олова, висмута, сурьмы	до 2,0	Ag, Pb, Zn, Cd, In, Au, Bi, Sb, W	Труднообогатимые, требуют комплексных обогатительных металлургических методов	Левицкое, Дальнетаежное, Шерловогорское, Смирновское (Россия), Икуно-Аканобе (Япония); Лялягуа-Уинчио, Боливар-Потоси (Боливия)
Касситерит-скарновый	Метасоматические залежи сложной формы	Касситерит, магнетит, сфалерит	0,2-0,6	Fe, Cu, Pb, Zn	Руды трудно перерабатываются комбинированными способами	Кителя, Майхура (Россия), Маунт Бишоф, Злата Копец (Чехия)



Рис. 4.7. Основные месторождения свинца и распределение его запасов по субъектам Российской Федерации, млн т



Рис. 4.8. Основные месторождения цинка и распределение его запасов по субъектам Российской Федерации, млн т

Промышленные типы месторождений молибденовых руд

Промышленный тип месторождений	Группа месторождений по минеральному составу руд	Главные рудообразующие минералы	Содержание полезных компонентов в руде, %			Попутные компоненты	Структурно-морфологический тип рудных тел	Примеры месторождений
			Mo	Cu	WO ₃			
Штокверковый	Молибденовая	Молибденит	0,05-0,25	-	-	Cu, Pb, Zn, Bi	Штокверки площадью в тысячи и десятки тысяч метров в плане, глубиной до 1000 м и более	Клаймакс, Квеста (США), Эндако (Канада), Жирекенское, Бугдаинское (Россия)
	Вольфрам-молибденовая	Молибденит, вольфрамит или шеелит	0,03-0,1	-	0,06-0,6	Cu, Bi		Месторождения Юго-Восточного Китая, Аргентины, Джанет, Коктенгельское (Казахстан)
	Медно-молибденовая	Молибденит, халькопирит	Тысячные, первые сотые	0,2-1,0	-	Au, Ag, Bi, Se, Te, Re, Ge		Бингем, Моренси (США), Чукикамата (Чили), Каджаранское (Армения), Сорское (Россия)
Скарновый	Вольфрам-молибденовая	Молибденит, молибдо-шеелит, шеелит	0,03-0,2	-	0,1-0,8	Cu, Bi, Se, Te, Au, Ag	Залежи мощностью до 100 м и более, протяженностью по простиранию от десятков метров до 2 км, по падению от десятков метров до 1 км	Сан-Донг (Южная Корея), Тырнаузское (Россия)
	Медно-молибденовая	Молибденит, халькопирит	0,03-0,04	0,25-0,3	0,3	Se, Te, Au, Sn, Bi		Яндзя-Чжанзы (КНР), Киялых-Узеньское (Россия)
Жильный	Молибденовая	Молибденит	0,1-0,9	-	-	Pb, Zn, Ag, Bi	Жилы мощностью от сантиметров до нескольких метров, протяженностью по простиранию от десятков метров до 1-2 км, по падению от десятков м до 500 м	Квеста I (США), Шахтаминское, Умальтинское (Россия)
	Молибден-вольфрамовая	Вольфрамит, молибденит	0,05-0,4	-	0,3-2,0	Sn, Bi, Sc		Калгутинское (Россия)



Рис. 4.9. Основные месторождения молибдена и распределение его запасов по субъектам Российской Федерации, тыс. т



Рис. 4.10. Основные месторождения вольфрама и распределение запасов триоксида вольфрама по субъектам Российской Федерации, тыс. т

Таблица 4.9

Промышленные типы месторождений вольфрамовых руд

Промышленный тип	Основные рудные минералы	Содержание	Попутные компоненты	Структурно-морфологический тип рудных тел	Примеры месторождений
Скарновый	Шеелит	От десятых долей до нескольких процентов	Mo, Cu, Bi, Au, Ag, Sn, реже Sn и др.	Залежи мощностью до 100 м и более, протяженностью по простиранию до 1-2 км, по падению - до 1 км	Тырныаузское, Восток-2, Лермонтовское, Чорух-Дайронское (Россия); Флэт-Ривер (Канада), Паймкрик (США), Кинг-Айленд (Австралия), Санг-Донг (Южная Корея)
Жильный	Вольфрамит, (гюбнерит, ферберит), шеелит	То же	Sn, Bi, Mo и др.	Жилы и зоны мощностью до нескольких метров, протяженностью по простиранию до 2 км, по падению до 700 м	Иультинское, Бом-Горхонское, Букуинское, Холтосонское (Россия), Шанцин (КНР), Кишу (КНДР), Маучи (Бирма)
Штокверковый и рудные залежи в грейзенах	Вольфрамит (гюбнерит), шеелит	Десятые доли процента	Mo, Bi, Sn и др.	Штокверки и оруденелые зоны площадью в десятки и сотни тыс. м ² в плане, глубиной до 1000 м и более	Верхне-Кайрактинское, Богутинское, Инкурское, Караобинское, Акчатауское (Казахстан)

Таблица 4.10

Главные промышленные месторождения никеля и кобальта

Промышленные типы месторождений	Структурно-морфологический тип рудных тел	Главные рудные минералы	Содержание в рудах		Характерные попутные компоненты	Примеры месторождений
			никеля	кобальта		
Сульфидные медно-никелевые	Согласные пластообразные залежи, магматические слои, линзы	Никелистый пирротин, пентландит, халькопирит, кубанит, магнетит	от десятых долей до нескольких процентов	от сотых до десятых долей процента	платиноиды, Au, Ag, Se, Te	Норильск-1, Талнахское, Октябрьское, Ждановское, Семилетка, Восток (Россия) Седбери (Канада), Инсизва (ЮАР), Школа-Нивола (Финляндия), Камбалда (Австралия)
Силикатные никелевые коры выветривания	Пластообразные, плащеобразные залежи	Гарниерит, ревинскит, керолит, нонтронит, гидрохлорит	от 0,7-0,8% до нескольких процентов	от сотых долей до десятых долей процента	Fe	Серовское, Липовское, Буруктальское, Деренюхское, Девладовское (Россия), Кимперсайский р-н (Казахстан), Новая Каледония, Куба, Бразилия, Индонезия, Австралия
Кобальтовые арсенидные и сульфоарсенидные (кобальтиновые)	Трещинные жилы, жилообразные тела	Шмальтин, хлоантит, никелин, скуттерудит, кобальтин	от десятых долей до нескольких процентов	первые проценты	Au, Sb, Hg	Ховуаксы (Россия), Бу-Аззер (Марокко), мния района Кобальт (Канада)



Рис. 4.11. Основные месторождения никеля и распределение его запасов по субъектам Российской Федерации, %



Рис. 4.12. Основные месторождения хромовых руд и распределение их запасов по субъектам Российской Федерации, млн т

Таблица 4.11

Промышленные типы месторождений бериллия

Тип месторождений	Структурно-морфологический тип рудных тел	Главные рудные минералы	Основные полезные компоненты	Характерные попутные компоненты	Примеры месторождений
Гранитные пегматиты с бериллом	Жилы, линзы	Берилл, сподумен, пенталит, мусковит, полевой шпат	Be, Ta	Cs, U, Li, Sn, мусковит, полевой шпат	Алтай, Сибирь, Урал, Бразилия (Боа-Виста), США (Редскиншток), Мозамбик, Мадагаскар
Бериллоносные грейзены: - апоалюмосиликатные	Жилы, линзы, штокверки	Берилл, гельвин, (фенакит), мусковит, флюорит	Be	W, Sn, Mo	«Северный рудник» (Урал), Ермаковское (Сибирь), Казахстан
- апогипербазитовые (сланцы)	То же	Берилл (изумруд, александрит), олигоклаз, флогопит	Be, изумруд	(Cs)	Малышевское (Урал)
Вулканогенные гидротермальные в риолитовых туфах	Штокверки, пластообразные залежи	Бертрандит, гелбертрандит, сферобертрандит, (фенакит)	Be	Mo	Спер-Маунтин, Маунт-Топаз (США)
Коры выветривания по измененным туфам риолитов	Пластообразные залежи	Гелбертрандит, бехоит	Be		Спер-Маунтин (США)

Таблица 4.12

Промышленные типы месторождений циркония

Тип месторождений	Структурно-морфологический тип рудных тел	Главные рудные минералы	Основные полезные компоненты	Характерные попутные компоненты	Примеры месторождений
Нефелин-калишпатовые массивы	Пластообразные залежи	эвдиалит, ловозерит	Zr	Nb, TR _{ce}	Ловозерское (Россия)
Карбонатиты с бадделеитом	Вкрапленные руды	магнетит, апатит, флогопит, пироксенолор, халькопирит, борнит	Fe, P, Cu	Nb, Zr	Ковдор (Россия), Палабора (ЮАР)
Жилы бадделеита в нефелиновых сиенитах	Жилы, штокверки	бадделеит (бастнезит, паризит)	Zr	TR	Посус-ди-Калдас (Бразилия)
Коры выветривания жил бадделеита в нефелиновых сиенитах	Пластообразные залежи	бадделеит	Zr		То же
Прибрежно-морские (реже внутри континентальные) современные (палеороссыпи*)	Пласты, ленты	циркон, рутил, ильменит, монацит	Zr	Ti, TR _{ce}	Восточное побережье Австралии

*На долю современных прибрежно-морских россыпей приходится около 95% мировой добычи



Рис. 4.13. Основные месторождения циркония и распределение запасов и прогнозных ресурсов диоксида циркония по субъектам Российской Федерации, млн т



Рис. 4.14. Основные месторождения редкоземельных металлов и распределение их запасов (млн т в пересчете на сумму триоксидов РЗМ) и прогнозных ресурсов категории P₁ по субъектам Российской Федерации, тыс. т

Таблица 4.13

Промышленные типы месторождений ниобия

Тип месторождений	Структурно-морфологический тип рудных тел	Главные рудные минералы	Основные полезные компоненты	Характерные попутные компоненты	Примеры месторождений
Агпайтовые нефелиновые сиениты (лопаритовые лувриты и малинвиты)	стратифицированные залежи	лопарит, (апатит, эвдиалит)	TR _{ce} , Nb, Ta	Ti, Zr, P	Ловозеро (Россия)
Карбонатиты	штоки, вкрапленности, дайки	пирохлор, фергусонит, гатчеттолит	Nb	U, Ti, Fe, P	Ока (Канада), Араша (Бразилия), Ковдор, Белозиминское (Россия)
Зоны альбитизации и карбонатизации в миаскитах	жило-, линзообразные	пирохлор, циркон	Nb	Zr, полевые шпаты	Вишневогорское (Россия)
Коры выветривания: - карбонатитовых массивов	пластообразные залежи	пирохлор, монацит (рабдофанит, черчит), бадделеит, ильменит, рутил, магнетит	Nb, TR,	Zr	Маунт-Вельд (Австралия), Томтор (Россия)
-щелочных колумбитоносных гранитов	То же	колумбит, циркон	Nb	Zr	Джое (Нигерия)

Таблица 4.14

Промышленные типы месторождений тантала

Тип месторождений	Структурно-морфологический тип рудных тел	Главные рудные минералы	Основные полезные компоненты	Характерные попутные компоненты	Примеры месторождений
Гранитные пегматиты	жилы, линзы	танталит, джалмаит, воджинит, берилл, сподумен, петалит, поллуцит	Ta	Be, Cs, Li	Берник-Лейк (Канада) и др.
«Амазонитовые граниты»	линзы, штокверки	танталит, микролит, амазонит, касситерит, топаз, криофиллит	Ta	Li, Rb, Nb, Sn, топаз	Этыка (Россия)
Коры выветривания: -танталоносных пегматитов	пластообразные, лентообразные тела	танталит	Ta		Канада, Африка, Россия, Джое (Нигерия)
-колумбитоносных гранитов	То же	колумбит-танталит, циркон	Nb, Ta		То же
Россыпи ближнего сноса в связи с пегматитами и гранитами	Пластообразные, лентообразные тела	колумбит-танталит, воджинит, джалмаит, микролит	Ta		Россыпи пегматитовых полей Нигерии, Заира Бразилии

Промышленные типы месторождений золота

Тип месторождений	Вмещающие породы	Форма рудных руд	Состав, содержания	Примеры месторождений
1	2	3	4	5
Скарновый	Скарны, роговики по контакту с гранитами	Линзы, трубы, столбообразные залежи и жилы	Тонкораспыленное золото в пирротине, пирите, галените, сфалерите и жильных минералах: кварце и карбонате. Размеры неправильных, комковатых и проволочных агрегатов 0,05-3 мм	Ольховское (Восточный Саян)
Плутоногенный гидротермальный: - золото-кварцевая формация	Тонкопереслаивающиеся песчано-сланцевые отложения	Штокверк состоящий из круто- и пологопадающих жильных и прожилковых зон, мощностью в раздувах до 5-20 м.	Содержание золота высокое. Содержание сульфидов (пирит, арсенопирит, сфалерит, галенит, висмут) – 0,5-1,5%. Жильные минералы – кварц.	Мурунтау (Узбекистан)
- золото-кварц-сульфидная формация	Дайки и малые интрузии гранитов и плагиогранитов; гнейсы, амфиболиты	Жилы мощностью 1-2 м, жильные зоны; на Березовском жилы лестничные и красичные	Жильные минералы – кварц, доломит, кальцит; сульфиды – пирит, пирротин, арсенопирит, галенит, сфалерит, халькопирит (до 10%); золото мелкое, пылевидное, пробность 800-930.	Берёзовское (Урал), Дарасун (Забайкалье), Колар (Индия)
Вулканогенный гидротермальный: - золото-кварц-халцедон-сульфидная формация	Эффузивы, их туфы жерловые образования	Короткие жилы мощностью 1-2 м	Сульфиды (до 0,9%): пирит, арсенопирит, халькопирит. Золото - тонкодисперсное, пробность 650-750. Жильные минералы: кварц, халцедон, адуляр, карбонаты	Балейское (Восточное Забайкалье), Крил-Крик (шт. Колорадо США)
- золото-серебро-кварц-адулярная формация	Субвулканические и экструзивные тела риолитов, дацитов, андезитов	Многочисленные жилы мощностью 1-3 м концентрируются в зонах и аучках	Золото неправильной комковидной, пластинчатой формы размером до 0,02% пробностью 500-600. Сульфиды до 1-2%	Карамкен, Хакандиса, Джульетта и др. (Охотско-Чукотский пояс)
- золото-сульфидная	Экструзивные тела и их вулканокластические разности риодацитового и андезибазальтового составов	Жилообразные и сложной неправильной формы тела	Золото в виде сростков и включений в сульфидов размером до 0,4 мм. Пробность менее 500. Сульфиды (пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, борнит) в составе руд преобладают	Баймакский район (Южный Урал)

1	2	3	4	5
Флюидно-метаморфогенный: - золото-малосульфидная формация в черносланцевых толщах	Черные углистые сланцы, песчаники	Пластообразная залежь прожилково-вкрапленных руд длиной несколько км и мощностью до 70 м	Сульфиды – 1,3-2,5% в основной пирит; среднее содержание золота 2,5 г/т пробность 890-950.	Сухой Лог (Восточная Сибирь)
- золото-сульфидная	Темноцветные филлиты, черные карбонат-кварцевые сланцы	Многочисленные жилы и прожилки	Среднее содержание золота 10-20 г/т; сульфидов – 7-10%	Хоумстейк (Южная Дакота, США)
- золото-кварц-сульфидная в зеленокаменных поясах	Известняки, углистые сланцы, гнейсы, плагиограниты	Согласные с напластованием жиллообразные залежи длиной 100-700 м, при мощности до 3 м	Золото встречается в виде мелкой вкрапленности в кварце, реже сульфидах. Содержание золота 2-140 г/т, пробность 750-980.	Барун-Холбинское, Зун-Холбинское (Бурятия)
Осадочно-метаморфогенные месторождения (золото-урановые конгломераты)	Горизонты конгломератов протяженностью до 200 км и мощностью в десятки метров	Рудная минерализация в цементе конгломератов	Сульфиды (преобладает пирит) – 5-10%. Золото в сульфидах и виде мелких обособлений в цементе; содержание 8-10, иногда до 300 г/т, пробность 900-935. U_3O_8 -0,03%.	Витватерсранд (ЮАР), Жакобина (Бразилия), Блайнд Ривер (Канада)
Россыпи: - аллювиальные	Пески, галечники	Пласты общей протяженностью до 80 км при мощности до 50 м	Золото нередко крупностью (2-4 мм); нередко самородки. Пробность 870-930, 730-820.	Бодайбо (Восточная Сибирь), Якутия, Северо-Восток, Урал
- прибрежно-морские	Прибрежно-морские отложения	Длина отдельных пластовых россыпей 1-2 км (в целом до 25 км), мощность 1,2-1,5 м	Содержание золота неравномерное от 100 до 1000 мг/м ³	Ном (Аляска, США)
Коры выветривания сульфидных месторождений	Кварц-баритовая сыпучка в «железных шляпах»	Пласты мощностью первые метры	Содержание золота обычно десятки г/т	Учалы, Гай, Шемур и другие уральские колчеданные месторождения

Примечание: золото извлекается попутно из ликвационных, медно-никелевых, порфировых медно-молибденовых, медно-цинковых колчеданных и других золотосодержащих месторождений



Рис. 4.15. Основные месторождения золота и добыча его в субъектах Российской Федерации в 2011 г., т



Рис. 4.16. Распределение запасов и прогнозных ресурсов категории P₁ урана по субъектам Российской Федерации и основные месторождения урана России, тыс. т

Промышленные типы месторождений урана

Тип месторождений	Структурно-морфологический тип рудных тел	Главные рудные минералы	Основные полезные компоненты	Характерные попутные компоненты	Примеры месторождений
1	2	3	4	5	6
Ураноносные альбититы	Жилообразные, пласто-подобные, линзообразные, столбообразные тела	Уранинит, титанаты урана, коффинит	U	Fe, Ti	Первомайское, Мичуринское, Дозоватское и др. (Украина)
Жильные настурановые	Жильные тела	настуран, возможны самородные серебро, висмут, сульфиды и арсениды кобальта и никеля	U	Ag, Bi, Ni, Co	Буа-Нуар, Лимузен (Франция), Порт-Радий (Канада), Рудные горы (Чехия)
Вулканогенные сульфидно-урановые	Жильные пластообразные, штокверковые тела	настуран, иордизит, сфалерит, галенит, халькопирит, арсенипирит	U, Mo	Zn, Pb, Cu	Кызылсай, Ботабурум, Курдай, Балкашино, Джидели (Казахстан)
Вулканогенные настуран-флюоритовые	Жильные, линзообразные, пластообразные залежи	настуран, иордизит, флюорит	U	Mo	Стрельцовское, Тулкуевское, Юбилейное и др. (Россия), Мерисвейл (США)
Апатит-урановые гидротермальные	Пластообразные залежи, жилы	урансодержащий апатит, аршиновит	U	P, Zr	Заозерное, Тастыкольское, Грачевское (Казахстан)
Урана-титановые месторождения в калишпатовых метасоматитах	Жилы, линзообразные тела	бранкерит, настуран	U	Ti	Алдан (Россия)

1	2	3	4	5	6
Редкоземельно-урановые в глинах с ко-стным детритом	Пласты	уран- и редкоземельносо-дер-жащий апатит	U, TR _{ce}	P	Меловое, Тасмурунское, То-макское и др. (Казахстан), Степное, Шаргадыкское (Рос-сия)
Инфильтрационные ме-сторождения в песчани-ках	Ролловые, лентообразные тела	урановая чернь, коффинит, са-мородный селен	U, Se	Sc, Y, Re, V, Mo	Кызылкумская провинция (Уч-Кудук, Сугралы, Лявля-кан и др.), Витимское плато (Витлауское, Тетрахское и др.), Зауралье (Далматовское, Добровольное)
Урано-угольные место-рождения	Пластообразные, ленто-образные тела	обычна безминеральная форма рудных компонентов	U	TR, Sc, Ge и др.	Брикетно-Желтухинское (Рос-сия), Туракавак (Киргизия), Берекское, Николаевское, Но-во-Гурьевское и др. (Украина)
Ураноносные конгломе-раты	Пластообразные, ленто-образные залежи	уранинит, браннерит, пирит, золото, рутил, ильменит, цир-кон, платина, титанотантало-ниобаты, алмаз	U, Au	Pt, Th, алма-зы, Ti, Ta, Nb, TR	Витватерсранд (ЮАР), Элли-от-Леик (Канада), Сьерра-ди, Жакобина (Бразилия)
Ураноносные углисто-кремнистые сланцы	Пластообразные, линзо-образные залежи	настуран, уранинит	U	Au, Ag, Pt, V, Ti, Se	Аллигейтер-Риверс (Австра-лия), Килейк (Канада), Падма (Россия)

Промышленные типы месторождений алмазов

Тип месторождений	Геологическая позиция и вмещающие породы	Форма и размеры рудных тел	Минеральный состав и содержание	Соотношение видов		Примеры месторождений
				ювел.	техн.	
Кимберлитовый магматический	Платформы; кимберлиты-брекчии ультраосновного состава	Трубки диаметром до 1,5 км и глубиной до 2 км	Алмаз – 2-3 карата на тонну; пироп, амфибол, хромшпинелид, пикроильменит	25	75	Удачная, Айхал, Мир (Якутия), Ломоносовская (Архангельская обл.), ЮАР, Ботсвана, Ангола
Лампроитовый магматический	Краевые части платформ; лампроиты – брекчии высокомагнезиальных ультрамафитов	Трубки диаметром до 1 км	Алмаз – 2-6,5 карата на тонну, флогопит, рутил, апатит, перовскит, хромсодержащий пироп, титансодержащий магнохромит	5	95	Аргаил (Австралия), Алдан (Россия), Арканзас (США)
Элювиально-делювиальный	Выветрелые кимберлиты	Плащеобразные овальной формы залежи мощностью до 1 м	То же	25	75	Якутия, ЮАР
Аллювиальные и литоральные россыпи	Долины и террасовые россыпи	Длина аллювиальных до 3-5 км при ширине сотни метров; протяженность литоральных десятки км при ширине в сотни м и мощностью 1-2 м	Алмаз 0,1-0,3 карат на тонну; магнетит, хромит, ильменит	50-90	10-50	Красновишерский район (Пермский край), р. Оранжевая (ЮАР)
Метаморфический в эклогитах (Кумдыкольский)	Мрамор, графитовый гнейс, хлорит-тремолит-кварцевые, гранат-пироксеновые породы и эклогиты	Прослежено на 1500 м при средней мощности 90 м	Мелкие (0,03-0,07 мм) алмазы, альмандины, диопсид, ильменит, рутил, дистен, кианит, пироп		100	Кумдыкольское (Кокчетавская обл, Казахскан), Шубинское (Челябинская обл., Урал)
Метаморфический астроблемный	Ударные воронки космического происхождения с зонами обогащения - зювитами и тагамитами	Овальные тела размером до 10 км в диаметре и мощностью до метра	Преобладают импактные алмазы размером доли мм		100	Лапигайская структура – месторождения Скальное, Ударное (Сев. Сибирь), Колорадо (США)



Рис. 4.17. Основные месторождения алмазов и распределение их запасов и прогнозных ресурсов категории P₁ по субъектам Российской Федерации, млн кар



Рис. 4.18. Основные месторождения плавленого шпата и распределение его запасов и прогнозных ресурсов категории P₁ по субъектам Российской Федерации, млн т CaF₂

Таблица 4.18

Промышленные типы месторождений асбестов

Тип месторождений	Вмещающие породы	Форма рудных руд	Состав и текстурно-структурные особенности	Примеры месторождений
Хризотил-асбест				
Баженовский	Ультрамафиты	Линзовидные и эллипсоидные залежи протяженностью до 30 м и мощностью до 400 м	Поперечно-волокнистый 1-2 до 10-30%. Зоны: безрудное ядро, простые и сложно отороченные жилы крупной сетки, мелкой сетки	Баженовское, Красноуральское, Киембаевское, Джетыгоринское (Урал), Актотракское (Тува), Молодежное (Бурятия)
Лабинский	Ультрамафиты	Простые и сложные жилы	Поперечно-волокнистый	Лабинское, Устейское (Сев. Кавказ)
Карачаевский	Ультрамафиты	Простые и сложные жилы	Продольно-волокнистый	Карачаевское (Сев. Кавказ), Етксульское (Казахстан), Бунайское (Средняя Азия)
Астагашский (аризонский)	Магнезиальные карбонатные породы	Одиночные жилы, реже сетчатые жилы, мелкопрожилковые и просечки	Поперечно-, косо- и продольно-волокнистый асбест	Астагашское (красноярский край), Укокское (Киргизия)
Амфибол-асбест				
Антофиллит-асбест	Серпентиниты и тальково-карбонатные породы	Гнездообразные тела размером 5×7 до 10-90 м; пласты протяженностью 50-500 м при мощности 2-60 м	Пучковатый и звездчатый (4-5%)	Сысертское, Терсутское, Мочаловское (Средний Урал), Савелькульское, Бугеьсайское (Южный Урал)
Щелочного состава: - режикит-асбест	Тальк-хлорит-карбонатные породы	Жилы длиной 5-10 м и мощностью десятки см	Продольно-, косо- и поперечноволокнистые	Шиловское (Урал)
- крокадолит-ридусит-асбест	Доломитосодержащие железистые кварциты	Жилы длиной 50-100 м и мощностью 20-40 м	Голубой и синий	КМА, Криворожский бассейн (Украина), Капская провинция и Трансвааль (ЮАР)

Промышленные типы месторождений графита

Тип месторождений	Вмещающие породы	Форма рудных руд	Состав и содержание	Примеры месторождений
Метаморфический	Кристаллические сланцы и гнейсы по осадочным породам, содержащим органические вещества	Пластообразные тела и линзы протяженностью до 2-3 км при мощности в сотни метров	Содержание колеблется от 2 до 30%, изредка достигая 60%.	Завальевское, Петровское, Старокрымское (Украина), Союзное, Тамгинское (Приамурье), Тайгинское, Мурзинское (Урал)
Контактово-метаморфизованный	Графитовые руды образуются за счет контактового метаморфизма углей	Пласты, пластообразные залежи и крупные линзы мощностью до 30 м; по простиранию графитовые руды сменяются антрацитом	Скрытокристаллический (аморфный), реже янокристаллический (20-40%) графит; содержание 60-80%, иногда достигая 97%; примесь кальцита, апатита, сульфидов	Курейское, Нагинское (Красноярский край), Мексика, Южная Корея
Пневматолито-гидротермальный	Гнейсы	Мелкие согласные (пластообразные) и секущие жилы	Полнокристаллический графит с примесью пирита, титаномагнетита, биотита, апатита, кальцита и других (до 50%)	Шри-Ланка; Канада; США; Чуыг-Чин-Фун (Корея)
Контактово-метасоматический (скарновый)	Скарны на контакте интрузивов и карбонатных пород	Жило-штокообразные залежи неправильной формы	Графит янокристаллический чешуйчатый, содержание 5-20%	Гас-Казганское (Узбекистан), восточная часть Канады
Пегматитовый	Графитосодержащие плагиогнейсы	Жильные тела неправильной формы протяженностью десятки метров при мощности 2-3 м	Мелкий чешуйчатый и радиальнолучистый агрегат (3-5%)	Канада, Бразилия, Индия
Магматический	Интрузивные и эффузивные породы от кислого до ультраосновного состава	Неправильной формы штоки, гнезда, жилы	Массивные (60-98%), тонкораспыленные (30-60%), полосчатые пироксен-кальцитовые (5-20%)	Черемшанское (Миасс, Урал), Ботогольское (Сибирь)

Промышленные типы месторождений кварца

Промышленные типы	Геолого-структурное положение и вмещающие породы	Форма и размеры рудных тел	Минеральный состав и условия образования	Примеры месторождений
Пегматитовый	Апикальные части гранитных интрузивов. Чаще в эндоконтактной части массивов, реже - в породах кровли	В миаролитовых пустотах камерных гранитных пегматитов. Форма изометричная или линзовидная от десятков до 10-15 м	Топаз, берилл, ортит, литиевые слюды, микроклин, флюорит. Масса кристаллов до 1000 кг	Волынь (Украина); Средний и Приполярный Урал; Казахстан; шт. Минас-Жерайс (Бразилия)
Гидротермально-метаморфический	Тектонические трещины и зоны дробления в гранитоидах, кварцитах, кварц-сланцевых сланцах, реже в скарнах, мраморах	Кварцевые жилы и минерализованные трещины длиной до 500 м и мощностью 15-30 м. Хрусталеносные погребя - в зальбандах, на пересечениях и выклинивании жил	Кварц резко преобладает. Встречается также полевой шпат, кальцит, каолинит, турмалин, рутил, хлорит. Структура крупнозернистая, друзовая, шестоватая. Текстура массивная или зональная	Южный и Приполярный Урал, Алдан, Казахстан; Таджикистан; Монголия; шт. Минас-Жерайс (Бразилия); Янцзио (Китай)
Метаморфизованные с гранулированным кварцем	Продукт регионального метаморфизма кварцевых жил в антиклинальных структурах гнейсово-мигматитовых комплексов	Плитообразные жилы и линзы длиной 5-20 м и мощностью от 10 см до 3 м	Практически чистый кварц, образующийся при грануляции кварца с выносом всех темноцветных минералов	Кыштымское, Маукское, Ларинское, Агордяшское, Кузнечихинское на Урале
Россыпной	Близ крупных месторождений в условиях физического и химического выветривания	Элювиальные, делювиальные и аллювиальные россыпи протяженностью в сотни м с неравномерным – кустовым или струйчатым распределением кристаллов горного хрусталя	Хрусталеносный кварц, образующийся в условиях преобладания процессов химического выветривания над физическим	Во всех районах распространения коренных месторождений, включая Урал

Промышленные типы месторождений магнетита и брусита

Промышленные типы	Вмещающие породы	Форма и размеры рудных тел	Текстурно-структурные особенности и условия образования	Примеры месторождений
Стратиформные месторождения магнетита	Доломиты и магнетиты верхнего протерозоя	Плитообразные, штокообразные и линзовидные залежи протяженностью 1-2 км, мощностью 400-500 м и длиной по падению 500-600 м	Радиально-лучистые, звездчатые структуры и грубо- и тонкополосчатые текстуры	Саткинская, Белорецкая и Семибратская группы местодений (Южный Урал), Манчжурское (Китай), Затлеркогель (Альпы)
Гидротермально метаморфические тальк-магнетитовые месторождения	Доломитовые мрамора, гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты	Плитообразные и линзовидные тела в зонах смятия разрывных нарушений с размерами по простиранию до 10 км, мощностью 400-600 м и по падению - до 600 м	Мелкозернистые грубоплитчатые и массивные крупнокристаллические радиально-лучистые, звездчатые, брекчиевидные	Савинское (Вост. Саяны), Корея, Гималаи, Индия
Инфильтрационные в коре выветривания ультрамафитов	Серпентинизированные дуниты, гарцбургиты, лерцолиты альпинотипных массивов	Промышленный жильный тип в коре выветривания линейного типа, длина жил до 1 км, мощностью до 20 м, протяженностью по падению - 150-200 м	Преимущественно аморфный магнетит	Голеш (Югославия), Эвбея и Митилени (Греция)
Контактово-метаморфические месторождения бруситита и бруситовых мраморов	В ореолах гранитоидов и близ их кровли среди доломитов и магнетитов	Линзовидные и пластообразные тела протяженностью до неск. км и мощностью десятки и сотни м. По падению прослеживаются лишь до 200 м	Брусититы обладают массивной, полосчатой и пятнистой текстурой.	Брусититы: Кульдурское, Самарское, Тарагайское, М. Хинган (Россия), Габбс, (США), Бруситовые мрамора: Горная Шория (Алдан), провинции Квебек (Онтарио, Канада)

Промышленные типы месторождений слюд

Тип месторождений	Вмещающие породы	Форма рудных руд	Состав и содержание	Примеры месторождений
Пегматитовый и мигматитовый	Гнейсы дистен-силлиманитового ряда	Жилы, линзы, штоки, ветвящиеся тела; сотни метров в длину при мощности 1-2 м	Содержание мусковита более 100 кг/м ³	Мамско-Витимский район (Вост. Сибирь), Карелия, Индия, Бразилия
Карбонатитовый	Флогопит-нефелин-пироксеновые	Жилы длиной до 100 м и мощностью от 1-2 до 15-20 м	Содержание флогопита и вермикулита более 200 кг/м ³	Ковдорское (Карелия), Гулинское (Вост. Сибирь), Палабора (ЮАР)
Метаморфогенный	Диопсидовые кристаллические сланцы, кальцефиры, мраморизованные доломиты переслаивающиеся с гнейсами и мигматитами	Крупные пластообразные тела и жилы длиной до 150 м при мощности 1,5 м	Выход флогопита - $n \times 10$ кг/м ³ , в жилах - $n \times 100$ кг/м ³	Слюдянка (Прибайкалье), Кураных, Эмельджак, Учурская группа на Алдане, Мадагаскар, Восточно-Канадская провинция
	Слюдистые сланцы	Пластообразные залежи	Мелкочешуйчатый мусковит	Кулетское (Кокчетавская обл., Казахстан), США
Коры выветривания	Ультраосновные щелочные породы	Неправильной формы гнезда размером до 20 м	Чешуйчатый вермикулит	Булдымское, Потанинское, Ковдорское, Инаглинское, Барчинское, Кулунтауское

Промышленные типы месторождений флюорита

Тип месторождений	Структурно-морфологический тип рудных тел	Формы и размеры рудных тел	Минеральный состав и условия образования	Примеры месторождений
Пегматиты с оптическим флюоритом	В гранитоидах и связанных с ними пегматитах	В кварцевом ядре камерных хрусталеностных пегматитов с крупными миароловыми пустотами	Размер кристаллов – десятки см в диаметре	Центральные районы Казахстана
Карбонатитовые флюорит-редкометальные месторождения	В многофазных массивах центрального типа среди мельтегитов, ийолитов и нефелиновых сиенитов	Жилообразные тела протяженностью до 25 м	Фторкарбонаты, РЗ, барит, кальцит, апатит, гематит, содержание CaF_2 до 60%	Месторождения Амба-Донгар, Индия; массивы в Намибии и в ЮАР, а также в зоне Восточно-Африканского рифта
Грейзеновые редкометально-флюоритовые месторождения	Кислые граниты несущие Be, Sn, W оруденение – среди вмещающих карбонатных толщ или эндоскарнов	Жильные или трубообразные тела протяженностью до 100 м и мощностью несколько м	Массивные или ритмично-полосчатые тела с мусковитом, цинвальдитом, турмалином, касситеритом, хризобериллом, фенакитом, гельвином. Содержание флюорита от 10-15 до 80%	Месторождение Вознесенское и ряд других в Забайкалье и на Дальнем Востоке
Жильные полиметаллически-флюоритовые месторождения	Малые интрузии или вулканогенно-интрузивные комплексы кислого, среднего или щелочного состава. Руды встречаются в Al-Si породах, реже карбонатных	Пластообразные, иногда сложной формы. Протяженность – десятки метров, мощность - метры	Галенит, сфалерит, барит, кварц, карбонат, околорудные изменения – березитизация, серицитизация, окремнение	Чаткало-Кураминский район, месторождения Агата-Чибаргата, Наугискен (Узбекистан), месторождения Мексики, США, Испании, Великобритании
Жильные флюоритовые месторождения	То же, но руды залегают среди карбонатных пород, песчаников и сланцев	Преимущественно пластообразные.	Полосчато-зональное строение жил, флюорит, кварц, барит, каолинит	Месторождения Восточного Забайкалья: Калангуйское, Абагайтуйское, Солнечное

Примечание: флюорит присутствует в телетермальных киноварь-антимонитовых месторождениях (Хайдаркан) и в жильных касситерит-силикатных месторождения (Хинган)

Промышленные типы месторождений фосфатного сырья

Тип месторождений	Вмещающие породы	Форма рудных руд	Состав и содержание	Примеры месторождений
Эндеогенные месторождения апатита				
Магматический апатит-нефелиновый	Нефелиновые сиениты и нефелин-пироксеновые породы (ийолиты, уртиты)	Пластообразные тела в урритах, реже ийолитах; мощность 10-200 м	Содержание P_2O_5 – 18%, апатита – 45%, TR, F, Sr, Ta, Nb	Кукисвумчорр, Юкспор, Коашва (Хибины)
Магматические апатит-титаномагнетитовый	Габбро-сиенитовые, габбро-пироксенит-дунитовые, габбро-анортозитовые	Пластообразные тела протяженностью до 4.5 км и средней мощностью 90 м	Прожилково-вкрапленные с содержанием апатита 4-6%	Волковское (Урал), Гремяха-Выркес (Карелия), Стремигородское (Украина)
Магматические апатитовый	Габбро-сиенит-диоритовые	Зоны минерализации протяженностью до 3,6 км при ширине 0,2-1,7 км и глубине 0,7 км	Вкрапленные, иногда брекчиевые; содержание апатита – 4%	Ошкуровское (Бурятия)
Карбонатитовый	Оливиниты, пироксениты, сиениты, карбонатиты	Дайки, штоки	Содержание апатита в среднем 7%, иногда до 20%, флюорит, магнетит, TR	Ковдорское (Кольский полуостров), Гулинское (Восточная Сибирь), Палабора (ЮАР)
Экзогенные месторождения фосфоритов				
Осадочный биохимический	Доломиты, конгломераты, кремнистые породы подвижных поясов	Серия пластов общей мощностью 40 м	Преимущественно мелкозернистые; содержание P_2O_5 – 18-30%	45 месторождений (Чурактау, Аксай и др.) бассейна Каратау (Казахстан), Хубсугульское (Монголия)
	Терригенно-карбонатные	Пласты мощностью 10-20 м	Содержание P_2O_5 – 24-35%, апатиты зернистые	Маокко, Алигир, Егинет, Иордания, Израиль
	Кварц-глауконитовые алевролиты, глины чехла платформ	Тонкие (0,5-6 м) субгоризонтальные пласты на площадях в тысячи м ²	Желваковые и ракушечные, содержание от 7,5 до 30%	Вятско-Камское, Егорьевское (Россия), Актюбинское (Казахстан), Кингисепыское (Эстония)
Осадочный переотложенный (механический)	Пески и глины с глауконитом, известняки	Залежи сложной формы мощностью до 15 м	Бедные (P_2O_5 – 10-18%) зернистые, галечниковые и конгломератовые; рыхлые	Подольское (Россия), шт. Флорида (США)
Кор выветривания	Закарстованные карбонатные породы, содержащие фосфориты	Плащевидные и линейные залежи	Содержание P_2O_5 – 10-35%; рыхлые и каменистые	Ашинское (Урал), Белкинское (Камеровская обл.), Телекское (Красноярский край), шт. Флорида (США)



Рис. 4.19. Основные месторождения фосфатных руд и распределение их запасов и прогнозных ресурсов категории P₁ по субъектам Российской Федерации, млн т P₂O₅



Рис. 4.20. Основные месторождения калийных солей и распределение их запасов и прогнозных ресурсов категории P₁ по субъектам Российской Федерации, млрд т K₂O

Промышленные типы месторождений глин и каолинов

Тип месторождений	Вмещающие породы	Форма рудных руд	Состав и содержание	Примеры месторождений
Гидротермальный вулканогенный (субвулканический)	Вулканы андезидацитового состава, обычно кайнозойского возраста	Штоки, пластообразные залежи мощностью до 130 м	Бентониты, реже огнеупорные глины и каолины; по запасам крупные и уникальные	Даш-Салахлинское (Азербайджан), Цихис-Убаньское (Греция), Саригюкское (Армения)
Гидротермально-осадочный вулканогенный в озерах континентов и гальмиролизный в морской обстановке	Вулканы основного состава	Пластовая протяженностью первые км, мощность от десятков см до 10 м	Существенно монтмориллонитовый в бентонитах, а также содовый	Огланлы (Туркменистан), Гумбри (Грузия), Азкамар (Узбекистан)
Остаточный	Преимущественно за счет кислых и щелочных пород	Плаще- и гнездовообразная мощностью десятки м	Каолинитовые, галлуацитовые, монтмориллонитовые глины	Глуховецкое, Кыштымское
Инфильтрационный	За счет бокситов	Сложной формы, гнездовая, иногда пластообразная	Каолинитовый, реже галлуацитовый. Средние масштабы запасов	Троицко-Байновское (Урал), Апрельское (Сибирь)
Осадочный	Континентальные озерно-болотные и прибрежно-морские отложения	Выдержанная пластовая и линзовидная, протяженность – несколько км, мощность от 1-2 до 10-30 м	Тугоплавкие и огнеупорные глины	Боровичско-Любытинское, Латинское (Россия), Часов-Ярское (Украина)

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В учебном пособии приведены данные о наиболее типичных полезных ископаемых того или иного генетического класса. Следует помнить, что полезные ископаемые генетических классов более разнообразны и число их постоянно расширяется.

В учебнике пособия в основном рассмотрены классические представления о генезисе месторождений полезных ископаемых. Вопросы образования многих месторождений и их классов остаются во многом дискуссионными. Идёт постоянный пересмотр как генезиса отдельных месторождений, так и генетических концепций в целом. Этому способствуют достижения в области науки и практики.

Установление по данным изотопного анализа метеорной природы воды привело к коренному пересмотру концепций гидротермального рудообразования. На смену ортомагматическим моделям пришла и утвердилась концепция конвективной системы (рециклинга) гидротермального рудообразования.

Открытие «чёрных курильщиков» позволило выявить совершенно новый способ вулканогенно-осадочного рудоотложения и реставрировать его на древних месторождениях.

Для объяснения условий образования полезных ископаемых привлекаются ранее не учитывавшиеся геологические процессы: гальмиролиз, сорбция химических элементов из океанической воды, апвеллинг и др.

Познание основ учения о полезных ископаемых требует постоянного изучения и критического осмысливания новых данных. Они публикуются в периодических журналах и освещаются на симпозиумах и конференциях.

РЕКОМЕНДУЕМАЯ ЛИТЕРАТУРА

Основная

1. *Авдонин В. В., Бойцов В. Е., Григорьев В. М. и др.* Месторождения металлических полезных ископаемых: учебник. М.: ЗАО «Геоинформарк», 1998. 269 с.
2. *Волков В. Н.* Основы геологии горючих ископаемых: учеб. пособие. СПб: Изд-во С.- Петерб. ун-та, 1993. 240 с.
3. *Котляр В. Н.* Основы теории рудообразования. М.: Недра, 1970. 464 с.
4. *Овчинников Л. Н.* Образование рудных месторождений. М.: Недра, 1988. 304 с.
5. *Рудницкий В. Ф.* Основы учения о полезных ископаемых: Учебное пособие. 2-е изд., доп. и испр. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2007. – 252 с.
6. *Смирнов В. И.* Геология полезных ископаемых: учебник. М.: Недра, 1982. 669 с.
7. *Смирнов В. И.* Геология полезных ископаемых: учебник. М.: Недра, 1989. 326 с.
8. *Сняжков В. И.* Общие рудогенерирующие модели эндогенных месторождений. Новосибирск: Наука, 1986. 242 с.
9. *Старостин В. И., Игнатов П. А.* Геология полезных ископаемых: учебник. М.: Изд-во МГУ, 2004. 512 с.

Дополнительная

1. *Вахромеев С.А.* Месторождения полезных ископаемых, их классификация и условия образования. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 463с.
2. *Генезис эндогенных рудных месторождений* / ред. академик В. И. Смирнов. М.: Недра, 1968. 719 с.
3. Геологические проблемы фосфоритонакопления. М.: Наука, 1987. 169 с.
4. *Коротеев В. А., Нечеухин В. М.* Тектоника литосферных плит и проблемы металлогении // Металлогения складчатых систем с позиций тектоники плит: Тезисы докладов I Всероссийского металлогенического совещания. Екатеринбург: УрО РАН, 1994. С. 3-9.
5. *Кривцов А. И.* Интерпретация генезиса рудных месторождений. Рудные месторождения (Итоги науки и техники). Т. 15. М.: Изд. ВИНТИ, 1986. 87 с.
6. *Кривцов А. И., Макеева И. Т.* Рудообразующие процессы. Рудные месторождения. (Итоги науки и техники). Т. 14. М.: Изд ВИНТИ, 1986. 147 с.
7. *Лисицын А. П., Богданов Ю. А., Гурвич Е. Т.* Гидротермальные образования рифтовых зон океана. М.: Наука, 1990. 256 с.
8. *Лурье А. М.* Генезис медистых песчаников и сланцев. М.: Наука, 1988. 182 с.
9. *Масленников В. В.* Седиментогенез, гальмиролиз и экология колчеданосных палеогидротермальных полей (на примере Южного Урала): Научное издание. Миасс: Геотур, 1999. 348 с.

10. *Москалёва С.В.* Гипербазиты и их хромитоносность. Л.: Недра, 1974. 279 с.
- 11.. *Новый генетический тип алмазных месторождений.* Лаврова Л. Д., Печников В. А., Плешаков А. М. и др. М.: Научный мир, 1999. 228 с.
12. *Паняк С. Г.* Законы распределения химических компонентов в кристаллических породах // Известия Уральского государственной горно-геологической академии. Вып.13. Сер.: Геология и геофизика, 2001. С. 8-12
13. *Периодические журналы:* «Геология рудных месторождений», «Доклады РАН», «Отечественная геология», «Разведка и охрана недр», «Литология и полезные ископаемые», «Руды и металлы».
14. *Попов В. Е.* Вулканогенно-осадочные месторождения. Л.: Недра, 1979. 296 с.
15. *Рудницкий В. Ф.* Палеовулканологический анализ как метод изучения месторождений полезных ископаемых (на примере колчеданосных рудных полей Южного Урала): научное издание. Екатеринбург: УГГУ, 2007. 188 с.
16. *Рудницкий В.Ф.* Реконструкция палеогидротермальной рудообразующей системы уральских колчеданных месторождений; научное издание. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2010. 164с.
17. *Соколов Б. А., Холодов В. Н.* Флюидогенез и флюидодинамика осадочных бассейнов // Отечественная геология. 1993. № 11. С. 64-75.
18. Справочник по геохимии/ Г.В.Войткевич, А.В. Кокин, А.Е. Мирошников, В.Г. Прохоров. М.: Недра, 1990. 480с.
19. *Страхов Н. М.* Развитие литогенетических идей в России и СССР. М.: Наука, 1971. 622 с.
20. Типоморфизм минералов: справочник / под. ред. Л. В. Чернышевой. М.: Недра, 1989. 560 с.
21. *Шило Н. А.* Учение о россыпях: Теория россыпеобразующих рудных формаций и россыпей. Изд. 2-е, перераб. и доп. Владивосток: Дальнаука, 2002. 576 с.

ПЕРЕЧЕНЬ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

(название, географическое положение, генетический класс, полезное ископаемое)

- Абаканское** – Западная Сибирь, скарновое, Fe
Австралия, бассейн – биохимические, фосфориты
Агуила – США, вулканогенное гидротермально-осадочные, Sr
Адрасман – Ср. Азия, гидротермальное субвулканическое, Bi
Аккермановское – Юж. Урал, остаточное, Fe
Актас – Ср. Азия, грейзеновое, Sn
Актовракское – Тува, метаморфическое, хризотил-асбест
Актюбинские – Казахстан, биохимические, фосфориты
Акчатау – Казахстан, грейзеновое, W
Алапаевское – Ср. Урал, инфильтрационное, Fe
Алексеевское – Поволжье, инфильтрационное, S
Алжиро-Тунисский бассейн – биохимические, фосфориты
Алмазные трубки: кимберлитов – Якутия (Мир, Удачная и др.),
Архангельская область (Приморская, Ломоносовская и др.), ЮАР (Премьер,
Финш); лампроитов - Австралия (алмазное поле Биг Сиринг)
Алмалык – Узбекистан, порфировое, Au-Cu
Алтын – Топкан – Узбекистан, скарновое, Pb-Zn
Альмаден – Испания, вулканогенное гидротермально-осадочное, Hg
Альне – Швеция, карбонатитовое, флюоритовое
Альтенберг – Германия, грейзеновое, Sn
Амба Донгар – Индия, карбонатитовые, флюоритовые
Ангаро-Ленский бассейн – Россия, осадочные химические, соль
Аргайл – Австралия, раннемагматическое в трубках лампроитов, алмаз
Арканзас район – США, остаточные, бокситы
Аскотан – Чили, вулканогенное гидротермально-осадочное, борное
Аспагашское – Западная Сибирь, скарновое, хризотил-асбеста
Атабаска провинция – Канада, инфильтрационные, урана, ванадия и биохимических битуминозных песков
Атасу – Ц. Казахстан, вулканогенное гидротермально-осадочное, комплексное
Fe-Mn и Ba-Pb-Zn
Ачисай – Юж. Казахстан, стратиформное, Pb - Zn
Аятское – Сев. Казахстан, осадочное химическое, Fe
- Багагаг** – Турция, вулканогенное гидротермально-осадочное, борное
Баженовское – Ср. Урал, метаморфическое, хризотил-асбест
Бакальское – Юж. Урал, стратиформное, Fe
Балейское – Забайкалье, гидротермальное субвулканическое, Au
Бамако – Индия, остаточное, бокситы
Баталинское – Юж. Урал, порфировое, Cu
Бендиго – Австралия, жильное Au
Березовское – Урал, жильное, Au

Биг Стринг – Австралия, раннемагматическое, алмазоносное поле
Бингхем – США, порфиоровое, Au-Cu
Блайнд Ривер – Канада, метаморфизованное, Au-U
Ближневосточный бассейн – Иордания и др., биохимические, фосфориты
Бованенковское – Ямал, биохимическое, газ
Боке – Гвинея, остаточное, бокситы
Большой Бурган – Кувейт, биохимическое, нефть
Боракси – США, вулканогенное гидротермально-осадочное, борное
Ботогольское – Восточные Саяны, скарновое, графитовое
Бочечиано – Италия, гидротермальное субвулканическое, Вi
Бощекуль – Казахстан, порфиоровое, Cu
Бу-Аззер – Марокко, жильное, Ni-Co
Булыктай – Забайкалье, грейзеновое, Mo
Бутыгычаг – Якутия, грейзеновое, Sn
Бушвельдский дифференцированный комплекс – ЮАР, раннемагматические месторождения Cr в нижней базальной зоне дунитов и позднемагматические Ti-Fe в верхней зоне габбродиоритов
Бьютт – США, жильное, Cu

Верхнее (группа Тетюхэ) – Приморье, скарновое, Pb-Zn
Вернекамский (Соликамский) бассейн – Приуралье, осадочные химические, соль

Висловское – КМА, остаточное, бокситы
Витватерсранд – ЮАР, метаморфизованное, Au-U
Восток II - Приморье, скарновое, W
Восточный Коунрад – Казахстан, грейзеновое, Mo
Высокогорское – Ср. Урал, скарновое, Fe
Вятско-Камский бассейн – Пермская обл., биохимические, фосфориты

Гайское – Юж. Урал, вулканогенное гидротермально-осадочное, колчеданное (Cu, Zn, S) уральского типа
Гаурдак – Ср. Азия, инфильтрационное, S
Глуховецкое – Украина, остаточное, каолин
Гороблагодатское – Ср. Урал, скарновое, Fe
Грин Ривер бассейн – США, биохимические, горючие сланцы
Гулинское – Анабарский щит в Сибири, карбонатитовое, флогопитовое
Гумешовское – Ср. Урал, скарновое, Cu
Гусевогорское – Урал, позднемагматическое, Fe/(V-Ti)
Гхавар – Саудовская Аравия, биохимическое, нефть

Дадлоу – США, вулканогенное гидротермально-осадочное, Sr
Далматовское – Зауралье, инфильтрационное, U
Дальнегорское рудное поле (Верхнее, Тетюхэ) – Приморье, скарновое, полиметаллы и бор
Дарасунское – Забайкалье, жильное, Au

Дегтярское – Ср. Урал, вулканогенное гидротермально-осадочное, колчеданное (Zn, Cu, S) уральского типа
Депутатское – Якутия, жильное, Sn
Джалинда – Дальний Восток, гидротермальное субвулканическое, Sn, W, Bi, Ag
Джезказган – Ц. Казахстан, стратиформное, Cu
Джетыгоринское – Юж. Урал, метаморфическое, хризолит-асбест, Au
Джидинское – Забайкальское, грейзеновое, W
Джижикрутское – Киргизия, телетермальное, Sb
Дзао – Япония, вулканогенное гидротермально-осадочное, S
Днепрово-Донецкий бассейн – Украина, осадочные химические, соль
Добровольное – Зауралье, инфильтрационное, U
Донецкий бассейн – Россия, Украина, биохимический, уголь
Дуранга – Мексика, гидротермальное субвулканическое, Sn, W, Bi, Ag

Егорьевские – Подмосковье, биохимические, фосфориты
Елизаветинское – Ср. Урал, остаточное, Fe
Ессей – Анабарский щит в Сибири, карбонатитовое, апатит-магнетитовое
Естюнинское – Ср. Урал, скарновое, Fe

Жакобина – Бразилия, метаморфизованное, Au-U
Жанет – Казахстан, грейзеновое, Mo

Завальевское – Украина, метаморфическое, графит
Загликское – Закавказье, гидротермальное субвулканическое, алунит
Звездное – Приморье, порфиоровое (?), Sn
Згид – Сев. Кавказ, жильное, Pb-Zn
Зыряновское – Рудный Алтай, вулканогенное гидротермально-осадочное, колчеданно-полиметаллическое (Pb, Zn, Cu, S) типа Куроко

Ималка – Забайкалье, жильное, Sn
Ингичке – Ср. Азия, скарновое, W
Ингулецкое – Кривой Рог, Украина, метаморфизованное, Fe
Ирати бассейн – Бразилия, биохимическое, горючие сланцы
Иркутский бассейн – биохимические, уголь
Иртяш-I, II – Челябинская обл., метаморфизованное, корунд
Йиллирри - Австралия, инфильтрационное, U

Кадамджай – Киргизия, телетермальное, Sb
Каджаран – Армения, порфиоровое, Mo-Cu
Камбалда – Австралия, ликвационное, Cu-Ni
Кансай – Ср. Азия, скарновое, Pb-Zn
Карагандинский бассейн – Ц. Казахстан, биохимические, уголь
Карамкен-Магаданская область, гидротермальное, субвулканическое, Ag-Au
Канско-Ачинский бассейн – Кемеровская обл., биохимический, уголь
Каражал – Ц. Казахстан, вулканогенное гидротермально-осадочное, Fe-Mn

Кара-Оба – Казахстан, грейзеновое, W
Карамкен – Северо-Восток России, Магаданская обл., гидротермальное субвулканическое, Au, Ag
Каратас I – Казахстан, скарновое, Mo
Каратау бассейн – Юж. Казахстан, биохимические, фосфориты
Карсакпайская группа месторождений (Каратас, Кара-Тюбе и др.) – Ц. Казахстан, вулканогенные гидротермально-осадочные, Fe
Качканарское – Сев. Урал, позднемагматическое, Fe (V, Ti)
Кафанское – Армения, жильное, Cu
Квеста I – США, жильное, Mo
Керченское – Крым, осадочное химическое, Fe
Кемпирсайское – Сев. Казахстан, Мугоджары, позднемагматическое, Cr
Кестер – Якутия, грейзеновое, Sn
Киёмбаевское – Юж. Урал, метаморфическое, хризотил-асбест
Кизеловский бассейн – Приуралье, биохимические, уголь
Кизилташское – Челябинская обл., метаморфизованное, корунд
Кингисеппское – Эстония, биохимическое, фосфорит
Киргитейское – Красноярский край, метаморфическое, тальк
Киркук – Ирак, биохимическое, газ, нефть
Кирибинское – Челябинская обл., метаморфическое, тальк
Кителя – Карелия, скарновое, Sn
Клиф – США, вулканогенное гидротермально-осадочное, борное
Клифтон – США, скарновое, Cu
Кляймекс – США, порфировое, Cu-Mo
Кобальт – Канада, жильные, Co, Ni, Au, Ag
Ковдорское – Кольский полуостров, карбонатитовое, флогопит-апатит-магнетитовое
Колар – Индия, жильное, Au
Колорадо-Рио металлогеническая провинция – США, вулканогенные гидротермально-осадочные месторождения, Mn
Колпашевское – Томская обл., осадочное химическое, Fe
Кольский рудный район (Печенга, Монча, Аллареченское и др.) – ликвидационные, Cu-Ni, (Pt, Co, Au)
Коргонская группа месторождений (Коргонское, Верхнекедровское, Среднекедровское) – Горный Алтай, вулканогенные гидротермально-осадочные, Fe
Костомукша – Карелия, метаморфизованное, Fe
Коунрад – Казахстан, порфировое, Cu
Кочкарское – Урал, жильное, Au
Крамер – США, метаморфизованное, Fe
Красноуральская группа месторождений (Красноуральское, Андреевское и др.) – Ср. Урал, вулканогенные гидротермально-осадочные, колчеданные (Zn, Cu, S) уральского типа
Крипл Крик – США, гидротермальное субвулканическое, Au

Кузнецкий бассейн – Кемеровская обл., биохимические, уголь
Кузнечихинское – Юж. Урал, метаморфическое, рутил
Купол – Чукотка, гидротермальное субвулканическое, Ag-Au
Курейское – Красноярский край, метаморфизованное, графит
Кусимовское – Юж. Урал, вулканогенное гидротермально-осадочное, Mn
Кусинское месторождение (Кусинско-Копанская группа) – Челябинская обл.,
 позднемагматические, Ti-Fe
Кызыл-Кумская провинция – Узбекистан, инфильтрационные, U

Лан-Дильская группа – Германия, вулканогенное гидротермально-осадочное,
 Fe
Ла-Эксотика – Чили, инфильтрационное, Cu
Лебединское – Алдан, жильное, Au
Лебединское – КМА, метаморфизованное, Fe
Левиха – Ср. Урал, вулканогенное гидротермально-осадочное, колчеданное (Zn,
 Cu, S) уральского типа
Ледяное – Приморье, порфиоровое (?), Sn
Летнее – Мугоджары, вулканогенное гидротермально-осадочное, колчеданное
 (Cu, S) кипрского типа
Лисаковское – Сев. Казахстан, осадочное химическое, Fe
Лялягуа – Боливия, гидротермальное субвулканическое (?), порфиоровое (?),
 Sn, W, Bi, Ag
Лотарингский район – Франция, осадочные химические, Fe
Луембе-Чиумбе – Юж. Африка, пролювиальная россыпь, алмаз

Магнитогорское – Юж. Урал, скарновое, Fe
Майхура – Ср. Азия, скарновое, Sn
Мальшевское – Ср. Урал, грейзеновое, Be
Мамско-Чуйская провинция – Север Иркутской области, мусковит,
 пегматиты
Мансфельд – Германия, стратиформное, Cu
Маракаибский бассейн – Венесуэла, биохимические, нефть
Марокко бассейн – биохимические, фосфориты
Маучи – Бирма, грейзеновое (?), жильное (?), Sn
Мбея – Танзания, карбонатитовое, Tr-U-Nb-Ta
Минас-Жерайс – Бразилия, метаморфизованное, Fe
Минусинский бассейн – Хакасия, биохимические, уголь
Миргалимсай – Юж. Казахстан, стратиформное, Pb-Zn
Миссисипи район – США, стратиформные, Pb-Zn
Михайловское – КМА, метаморфизованное, Fe
Моа – Куба, остаточное, Fe
Могок – Бирма, скарновое, ювелирных рубинов и сапфиров
Моньюмент-Валли – плато Колорадо США, инфильтрационное, U
Мурунтау – Узбекистан, жильное, Au
Наледное – Якутия, скарновое, борное

Намиб – Ю.-З. Африка, золотая россыпь, алмаз
Наталкинское – Магаданская обл., метаморфическое в черносланцевых толщах, Au
Никаро – Куба, остаточное, Fe
Никитовское – Донбасс, телетермальное, Hg
Никопольское – Украина, осадочное химическое, Fe
Нерчинское – Забайкалье, жильное, Pb-Zn
Новая Каледония – остров к востоку от Австралии, остаточные, Ni
Ново-Киевское – Юж. Урал, остаточное, Fe
Ногинское – Красноярский край, метаморфизованное, графит
Норильский рудный район (Норильск-1, Талнах, Октябрьское и др.) – ликвационные, Cu-Ni (Pt, Co, Au)
Нчанга – Замбия, стратиформное, Cu

Озерное – Забайкалье, вулканогенное гидротермально-осадочное, колчеданно-полиметаллическое (Pb, Zn, Cu, S) филизчайского типа
Олимпик-Дам – Австралия, инфильтрационное, Cu, U, Au
Озеро Верхнее рудный район - США, метаморфизованное, Fe, Cu
Ока – Канада, карбонатитовое, гатчеттолит-пирохлоровое
Окфузу – Восточная Африка, карбонатитовое, флюоритовое
Оленогорское – Кольский п-ов, метаморфизованное, Fe
Олимпиадинское – Красноярский край, метаморфическое в черносланцевых толщах, Au
Ольховское – Западная Сибирь, скарновое, Au
Ононское – Забайкалье, жильное, Sn
Орско-Халиловская группа – Юж. Урал, остаточные, Ni
Осеннее – Мугоджары, вулканогенное гидротермально-осадочное, колчеданное (Cu, S) кипрского типа
Оюнума – Япония, вулканогенное гидротермально-осадочное, S

Пайн-Крик – США, скарновое, W
Палабора – ЮАР, карбонатитовое, Cu
Панаскуейра – Португалия, грейзеновое (?), жильное (?), Sn
Паркьюнайн – Канада, гидротермальное субвулканическое, Au, Ag
Пачука – Мексика, гидротермальное субвулканическое, Au, Ag
Первомайское – Забайкалье, грейзеновое, Mo
Первомайское – Кривой Рог, Украина, метаморфизованное, Fe
Перевальное – Дальний Восток, жильное, Sn
Песчанка – Чукотка, порфиоровое, Cu - Mo
Песчанское – Сев. Урал, скарновое, Fe
Печорский бассейн – Республика Коми, биохимические, уголь
Питкьяранта – Карелия, грейзеновое, Sn
Плато Колорадо провинция – США, инфильтрационные, U
Подмосковный бассейн – биохимические, уголь
Подольское – Юж. Урал, вулканогенное гидротермально-осадочное,

колчеданное (Zn, Cu, S) уральского типа

Пожаревское – Болгария, вулканогенное гидротермально-осадочное, Mn

Польско-Германский бассейн – осадочные химические, соли

Полуночное – Сев. Урал, осадочное химическое, Mn

Постмасбург – ЮАР, остаточное, Mn

Потоси – Боливия, гидротермальное субвулканическое (?), порфировое (?), Sn

Прибалтийский бассейн – Эстония, биохимические, горючие сланцы

Прикаспийский бассейн – Казахстан, Россия, осадочные химические, соль

Присудетские – Польша, стратиформные, Cu

Присяновское – Украина, остаточное, каолин

Пяотан – КНР, грейзеновое, W

Раббит-Лейк – Канада, инфильтрационное, U

Риддер-Сокольское – Рудный Алтай, вулканогенное гидротермально-осадочное, колчеданно-полиметаллическое (Pb, Zn, Cu, S) типа Куроко

Родопи – Болгария, жильное, Pb-Zn

Россен – Болгария, жильное, Cu

Рудник Коммунар – Кузнецкий Алатау, жильное, Au

Рудные горы (район) – Германия, Чехия, жильные, пятиэлементная формация (Co, Ni, Bi, Ag, U)

Садбери бассейн – Канада, ликвационные, Cu-Ni

Садонское – Сев. Кавказ, жильное, Pb-Zn

Салаватское – Урал, порфировое, Au-Cu

Самотлор – Зап. Сибирь, биохимический, газ, нефть

Санг-Донг – Корея, скарновое, W

Саране – Япония, вулканогенное гидротермально-осадочное, S

Сарановское – Урал, раннемагматическое, Sr

Сарылах – Якутия, телетермальное, Au-Sb

Саткинское – Юж. Урал, стратиформное, магнетит

Саякское – Казахстан, скарновое, Cu

Северо-Уральский бокситовый район (СУБР) (Красная Шапочка, Кальинское, Черемуховское и др.) – Сев. Урал, осадочные химические, бокситы

Сибайское – Юж. Урал, вулканогенное гидротермально-осадочное, колчеданное (Zn-Cu-S) уральского типа

Синьхуаньшань – КНР, грейзеновое, W

Скалистое – Курилы, вулканогенное гидротермально-осадочное, S

Скалистые горы бассейн – США, биохимические, фосфориты

Советский рудник – Енисейский кряж, жильное, Au

Соколово-Сарбайская (Кустанайская) группа (Качарское, Сарбайское, Соколовское и др.) – Казахстан, скарновые, Fe

Соломан – США, вулканогенное гидротермально-осадочное, Sr

Сорское – Кузнецкий Алатау, порфировое, Cu-Mo

Спокойнинское – Забайкалье, грейзеновое, W

Степняк – Сев. Казахстан, жильное, Au

Стрельцовский рудный узел – Забайкалье, гидротермальные субвулканические, Mo-U
Сухой Лог – Иркутская обл., метаморфическое в черносланцевых толщах, Au
Сыр-Дарьинская провинция – Узбекистан и Юж. Казахстан, инфильтрационные, U

Таймырский бассейн – Север Сибири, биохимические, уголь
Тасна – Боливия, гидротермальное субвулканическое, V
Татарские – Енисейский кряж, осадочные химические, бокситы
Татарское – Енисейский кряж, метаморфизованное, корунд
Таштагольское – Зап. Сибирь, скарновое, Fe
Телага-Бодас – Индонезия, вулканогенное гидротермально-осадочное, S
Теченское – Челябинская обл., метаморфизованное, корунд; скарновое, Fe

Тихвинские (Батьковское и др.) – Сев.-Зап. России, осадочные химические, бокситы
Тишинское – Рудный Алтай, вулканогенное гидротермально-осадочное, колчеданно-полиметаллическое (Pb, Zn, Cu, S) типа Куроко
Тоолсе – Эстония, биохимическое, фосфорит
Тунгусский бассейн – Сибирь, биохимические, уголь
Тургайский бассейн – Сев. Казахстан, биохимические, уголь
Турьинская группа - (Ауэрбаховское, Фроловское и др.), Сев. Урал, скарновые, Cu
Тырныауз – Сев. Кавказ, скарновое, W-Mo
Тюя-Муюн – Ср. Азия, инфильтрационное, U

Увельское – Юж. Урал, остаточное, каолин
Удокан – Забайкалье, стратиформное, Cu
Узельгинское – Юж. Урал, вулканогенное гидротермально-осадочное, колчеданное (Zn, Cu, S) уральского типа
Умальтинское – Дальний Восток, жильное, Mo
Уренгой – Зап. Сибирь, биохимическое, газ, нефть
Урупское – Сев. Кавказ, вулканогенное гидротермально-осадочное, колчеданное (Zn, Cu, S) уральского типа
Усинское – Кемеровская обл., осадочное химическое, Mn
Учалинское – Юж. Урал, вулканогенное гидротермально-осадочное, колчеданное (Zn, Cu, S) уральского типа
Уфалейское – Юж. Урал, остаточное, Ni
Уэстморленд – Австралия, метаморфизованное, Au-U

Фестивальное – Дальний Восток, жильное, Sn
Филизчайское – Кавказ, вулканогенное гидротермально-осадочное, колчеданно-полиметаллическое (Pb, Zn, Cu, S) филизчайского типа
Флорида бассейн – США, биохимические, фосфориты
Фрайберг – Германия, жильное, Pb-Zn

Хайдаркан – Ср. Азия, телетермальное, Sb-Hg
Хаканджа – Магаданская обл., гидротермальное субвулканическое, Au-Ag
Хаммерсли – бассейн, Австралия, метаморфизованные, Fe
Хапчаранга – Забайкалье, жильное, Sn
Хила-Бенд – США, вулканогенное гидротермально-осадочное, Sr
Хинганское – Дальний Восток, гидротермальное субвулканическое, Sn, W, Bi, Ag
Хову-Аксы – Тува, жильное, Co-Ni
Холоднинское – Забайкалье, вулканогенное гидротермально-осадочное, колчеданно-полиметаллическое (Pb, Zn, Cu, S) филизчайского типа
Хоумстейк – США (Ю. Дакота), метаморфическое, Au

Цинновец – Чехия, грейзеновое, W

Чамбиши – Замбия, стратиформное, Cu
Чатыркульское – Юж. Казахстан, жильное, Cu
Челябинский бассейн – биохимический, уголь
Чиатури – Грузия, осадочное химическое, Mn
Чикмачалура – Индия, метаморфизованное, Au-U
Чорух-Дайрон – Ср. Азия, скарновое, W
Чукикамата – Чили, порфиоровое, Cu-Mo
Чу-Сарысуйская провинция – Юж. Казахстан, инфильтрационные, U

Шалкия – Юж. Казахстан, стратиформное, Pb-Zn

Шахтаминское – Забайкалье, жильное, Mo

Эбеко – Курилы, вулканогенное гидротермально-осадочное, S
Эге-Хоя – Якутия, жильное, Sn
Экибастузский бассейн – Сев. Казахстан, биохимический, уголь
Экуг – Чукотка, грейзеновое, Sn
Элиот Лейк – Канада, метаморфизованное, Au-U
Эльдорадо – Канада, жильные, Co-Ni
Эль-Сальвадор – Чили, порфиоровое, Mo-Cu
Эль-Сантин – Мексика, гидротермальное субвулканическое, Sn, W, Bi, Ag
Эль-Таниенте – Чили, порфиоровое, Mo-Cu
Эрденетгуин-Обо – Монголия, порфиоровое, Mo-Cu
Этыка – Забайкалье, грейзеновое, Sn

Южно-Уральский бокситовый район (Вязовское, Айское и др.) – осадочные химические, бокситы

Яковлевское – КМА, метаморфизованное, Fe
Ямбург – Зап. Сибирь, биохимическое, газ
Янтарное – Приморье, порфиоровое (?), Sn

КРАТКИЙ ТЕРМИНОЛОГИЧЕСКИЙ СЛОВАРЬ

Абразия – процесс механического разрушения горных пород берега морскими течениями и волнами.

Активный слой – слой движущегося донного обломочного материала реки.

Алканы – метановые углеводороды с общей формулой C_nH_{2n+2} ; при n от 1 до 5 – это газы: метан, этан, пропан, бутан; при n от 5 до 16 – это жидкости (нефть).

Аллиты – продукты выветривания, состоящие из гидроксидов Fe и Al.

Альбитит – лейкократовые (светлые) метасоматические горные породы, состоящие в основном из мелкозернистого альбита с примесью кварца, микроклина, слюд, щелочных амфибола (рибекита) и пироксена (эгирина). Самостоятельный генетический класс месторождений редких, редкоземельных и радиоактивных металлов. Образуются в апикальных частях гранитных и сиенитовых интрузий, в фенитах, а также вне связи с интрузиями в зонах глубинных разломов (линейные альбититы).

Альпийские жилы – жилы, сформированные метаморфическими растворами; состав жил тесно связан с составом окружающих пород.

Апвеллинг – процесс переноса вещества из глубин моря к континенту.

Апикальная часть – верхняя часть куполообразной интрузии.

Апофиза – небольшое боковое жилообразное ответвление от более крупной материнской жилы.

Аргиллизиты – низкотемпературный метасоматический процесс изменения обычно вулканитов.

Арены – ароматические углеводороды C_nH_{2n-6} , где $n=6$; составная (~17 %) часть нефтей.

Ассимилированные магматические источники рудного вещества из захваченных и переплавленных магматическим расплавом пород литосферы; наиболее вероятны для источников вещества месторождений W, Sn, Li, Mo, Be.

Аутигенный – образованный на месте нахождения.

Березит – гидротермально измененная околожильная порода, состоящая из серицита и кварца с примесью карбоната и пирита; образуется по кислым алюмосиликатным породам, сопровождает руды Au.

Биметасоматоз – термин введен Д. С. Коржинским для обозначения метасоматического процесса двух химически неравновесных находящихся в контакте пород, при котором происходит перемещение компонентов в противоположных направлениях.

Боксит – полезное ископаемое, состоящее из гиббсита (гидраргиллита) – $(Al_2O_3 \cdot 3H_2O)$, бемита, диаспора – $(Al_2O_3 \cdot H_2O)$ с примесью кремнезема, оксидов железа, хлорита, каолинита и др. В бокситах содержание $Al_2O_3 > 28 \%$, модуль (Al_2O_3/SiO_2) более 12. Бокситы бывают двух генетических типов: осадочные и остаточные (латеритные). Латеритные бокситы за рубежом обычно называют глиноземом.

Вадозные (метеорные) воды имеют экзогенное происхождение.

Вестиментиферы – червеобразные розовой окраски организмы длиной до 1,5 м и диаметром до 5 см в местах выхода высокотемпературных гидротермальных струй на дне океана.

«**Висячие вкрапленники**» - морфогенетический тип ликвационного медно-никелевого оруденения, в котором капли ликвационного сульфидного расплава были захвачены затвердевшим силикатным расплавом.

Газогидраты – образования, по внешнему облику схожие со снегом или талым льдом; в условиях многолетней мерзлоты и океанического дна молекулы углеводородных газов могут входить в решетку льда (воды); при потеплении климата на Земле представляют реальную угрозу существованию человечества.

Газоконденсат – способность газообразных углеводородов в земных недрах при выходе в атмосферное давление выпадать в виде жидкой фазы – конденсата.

Гальмиролиз – подводное выветривание.

Геохимический барьер – резкое изменение Eh и pH среды, приводящее к осаждению рудного вещества.

Гондиты – марганецсодержащие метаморфические породы.

Грейзен – кварц-слюдистый (мусковит, биотит, лепидолит и др.) метасоматит с флюоритом, турмалином, бериллом, топазом и рудной минерализацией (Sn, W, Mo и др.).

Гумбеит – калишпат (ортоклаз, адуляр) – кварцевый метасоматит с примесью пирита, рутила.

Гумификация – начальный этап формирования углей, накопление торфа.

Гумолиты – ископаемые угли, образованные из остатков высших растений.

Джаспероиды – кремненные известняковые породы.

Джаспериты - гематит-кварцевые продукты гальмиролиза гиалокластогенных и гидротермальных смектитовых осадков.

Джаспилиты - синоним термина железистые кварциты.

Диагенез – первый этап физико-химических преобразований илового осадка: растворение твердых фаз SiO_2 , CaCO_3 , MgCO_3 и др.; разложение органического вещества с частичным переходом в газы и т. п.

Дифференциация расплава: кристаллизационная - обусловленная разделением твердых фаз в процессе кристаллизации; ликвационная – разделение расплава на несмешивающиеся жидкие фазы еще до их кристаллизации. Дифференциация расплава зависит, главным образом, от его вязкости, чем выше вязкость, тем менее подвижен и способен к дифференциации расплав, в том числе и находящееся в нем рудное вещество. Наиболее вязкими являются гранитные расплавы (до 200 000 Па·с), наименее базальтовые (1,5-40 Па·с).

Железная шляпа – верхняя часть окисленных сульфидных рудных тел, состоящая преимущественно из гидроксидов железа.

Диффузия – перемещение частиц в направлении уменьшения их концентрации, обусловленное движением. Диффузия приводит к выравниванию концентраций диффундирующего вещества. Диффузия в газах происходит быстро, в жидкостях медленнее и крайне медленно в твердых телах.

Залежи дистальные – отложение вещества происходит на месте выхода рудоносных газогидротермальных растворов.

Залежи проксимальные – отложение вещества происходит на удалении от выхода рудоносных газогидротермальных растворов.

Зальбанд – боковая поверхность жилы.

Запасы – количество полезного вещества месторождения, подсчитанное на основе геологоразведочных работ; по степени достоверности запасы подразделяют на категории А, В, С₁, С₂.

Зоны циркуляции подземных вод: аэрации (просачивания) – самая верхняя, характеризуется просачиванием поверхностных вод сверху вниз; истечения, в котором происходит горизонтальное перемещение воды, и нижняя застойных вод.

Инфильтрационно-диффузионная концепция Д. С. Коржинского образования скарнов предполагает диффузию компонентов по контакту силикатный расплав – карбонатная порода и дополнительный инфильтрационный привнос кремнезема, оксидов кальция и железа.

Инфильтрация - процесс переноса просачивающимся раствором находящихся в нем веществ. Обычно происходит по капиллярным порам и трещинам в горных породах.

Карбидная гипотеза Д. И. Менделеева образования залежей нефти и газа предполагает, что вода может попадать в мантию, вступать в реакцию с расплавленными карбидами металлов с образованием газообразных углеводородов, которые затем возгоняются в земную кору с локализацией в ловушках.

Карбонатит – карбонатная порода эндогенного происхождения, состоящая до 80-99 % из карбонатов (обычно кальцит, реже доломит, анкерит) с примесью апатита, флогопита, магнетита, редкоземельных и других минералов, которые определяют промышленную ценность месторождений этого генетического класса.

Катагенез – стадия преобразований осадка после диагенеза, но предшествует метаморфизму; при катагенезе происходит окончательная литификация (окаменение) осадка.

Кимберлит – алмазоносная брекчия ультраосновного состава, в состав которой входят оливин, диопсид, флогопит, ильменит, пироп; выполняет обычно трубки взрыва.

«Курильщик белый» - трубообразные полые тела высотой до 5 м в местах выхода на океаническое дно гидротермальных струй со взвесями – дымами кремнезема, барита, ангидрита; впервые обнаружены в 1978 г. на глубине 4,5 км в районе Галапагосского рифта.

«Курильщик черный» - то же, но взвеси – дымы сульфидов.

Коллектор – породы, обладающие высокой пористостью и проницаемостью: слабосцементированные терригенные, трещиноватые и кавернозные известняки.

Колчедан – собирательное название сернистых соединений; является составной частью названий ряда сульфидов: серный колчедан, медный колчедан и т. п.

Контракционная трещиноватость образуется за счет объема магматических тел при кристаллизации расплава, а также при выносе её компонентов, в связи с метасоматическими процессами.

Крустификационная текстура - симметричное расположение полос рудного вещества по стенкам трещины.

Лампроит – алмазоносная порода, схожая с кимберлитом, но обладающая большей щелочностью.

Латериты – представляют конечный продукт кор выветривания, состоят из гидрооксидов железа и алюминия.

Лестничные жилы – поперечные контракционные трещины в дайках, выполненные кварцем и пиритом, блеклыми рудами, галенитом; золотоносные.

Ликвация – разделение магмы при понижении температуры на два несмешивающихся расплава - силикатного и сульфидного; процесс, характерный для формирования магматических медно-никелевых месторождений.

Лимнические месторождения – отложение вещества, привнесенного реками в озерно-болотную среду.

Лиственит – гидротермально-метасоматическая порода по серпентинитам состава: кварц+карбонат±пирит±фуксит±хлорит±серпентин.

Литоральные россыпи – прибрежно-морские.

Мальты – черные густые углеводородные жидкости плотностью 0,98-1,02.

Мацерал – коллинит, кутинит и др.; элементарная составляющая углей, не поддающаяся более дробному делению при увеличениях 200-500 крат.

Месторождение полезных ископаемых – участок земной коры, в котором в результате тех или иных геологических процессов произошло накопление минерального вещества, по количеству, качеству и условиям залегания пригодного для промышленного использования.

Метасоматизм (метасоматоз) – всякое замещение горной породы с изменением химического состава, при котором растворение старых минералов и отложение новых происходит почти одновременно, так что в течение процесса замещения порода все время сохраняет твердое состояние, причем в этом случае метасоматизм может быть определен как метаморфизм с изменением химического состава.

Мобилизм – геотектоническая (геодинамическая) концепция основана на предположении о решающей роли в развитии земной коры горизонтальных перемещений двух типов плит: континентальных и океанических (тектоника плит, плейт-тектоника).

Моренные россыпи – собственно ледниковые, в которых отсутствует сортированность материала и концентрации ценных минералов.

Нептунистическая концепция рудообразования основана на предположении об участии поверхностных вод в формировании эндогенных месторождений; основоположник Георг Агрикола (Бауэр) (1494-1555).

Нефелоидный слой представлен тонкими частицами пород (мутью) в прибрежной зоне морей; сорбирует коллоиды Al, Fe, Mn.

Нодулярная текстура – круглые или овальные обособления массивного хромита размером обычно до 1 см в дуните; границы нодулей резкие, в центре могут быть мелкие обломочки вмещающих пород; нодули разобщены, реже соприкасаются.

Оазисы на дне океана – при выходе гидротермальных растворов $T \sim 320^{\circ}$ на дно океана ($T \sim 2^{\circ}C$) океаническая вода в этих участках разогревается, что приводит к возникновению фауны и флоры.

Оолитовая текстура – сорбция тонкими частицами шельфа привносимых коллоидов Al, Fe, Mn; концентрически зональные обособления размером обычно до 1 см.

Ортомагматическая концепция предполагает, что гидротермальные месторождения формируются растворами, генерирующимися при кристаллизации гранитоидов.

Осадочно-породные бассейны – погружения земной коры, выполненные осадочными отложениями мощностью 1-10 км; термин нефтяников.

Парагенетическая ассоциация (парагенезис) – совместное нахождение минералов, возникающих в результате одновременного или последовательного образования.

Паралические месторождения – отложение вещества, привнесенного реками в прибрежно-морских условиях.

Пегматиты: «чистой линии», состав которых отвечает первичному составу материнских пород; «линии скрещивания», когда на состав влияют вмещающие породы: «гибридные», ассимилирующие глинозем, и «десилицированные», теряющие кремнезем (по А. Е. Ферсману).

Пески – продуктивный слой переотложенного элювия коренных пород речных россыпей, обогащенного золотом.

Плотик – подстилающая коренная порода речных (аллювиальных) россыпей.

Плотик ложный – обычно верхний слой речной россыпи смешанного гранулометрического и петрографического составов; в нем могут попадаться крупные глыбы, которые могут быть приняты за коренную породу.

Плутонистическая концепция рудообразования предполагает, что формирование месторождения обусловлено инъекциями магмы и ее эманаций (воды, газа) в земную кору; основоположник Рене Декарт (1596-1650)

Плюм-тектоника геотектоническая (геодинамическая) концепция перемещения литосферных плит относительно плюмов («горячих точек»), положение которых определяется цепочкой вулканов.

Плюмы («горячие точки») - зафиксированные вертикальные потоки горячего легкого вещества (флюидов), которые поднимаются от границ ядра - мантия Земли.

Пульсационная концепция С. С. Смирнова предполагает, что рудоносные растворы выделяются от материнских интрузий отдельными вспышками (пульсациями), каждая из которых различается составом.

Порфировые гидротермальные плутоногенные месторождения штокверковой формы связаны с апикальными выступами малых инфузий порфировой структуры.

Рапа – высококонцентрированная (концентрация солей более 27 %) вода (рассол) современных соленосных бассейнов.

Ресурсы прогнозные – количество полезных ископаемых в недрах, определенное на основе геологических данных и аналогий; по степени обоснованности они подразделяются на категории P_1 , P_2 , P_3 .

Речники – слой галечника речной (аллювиальной) россыпи.

Рециклинг – конвективная рудообразующая система предполагает проникновение океанической воды в недра на глубины в первые километры и ее разогрев, при циркуляции вверх от теплового источника происходит выщелачивание рудного вещества и отложение на дне рудного бассейна.

«Розовый сад» - образное выражение скоплений розовой окраски «вестиментифер» в местах выхода рудоносных гидротермальных струй на дне океана.

Ролл – серповидные обычно небольших размеров рудные тела инфильтрационных урановых месторождений.

Рудные столбы (бананцы) – участки в рудных телах с высокими содержаниями ценного компонента и/или мощности.

Рудокласты – обломки руды: при терригенном размыве рудной залежи они находятся в турбидных песчано-алевролитовых отложениях; при сейсмо-тектоническом обрушении - в коллювиальных брекчиях; при взламывании лавовыми потоками - в эффузивных породах и т.п.

Сальтация – перемещение обломков дна реки за счет их подскоков.

Самосад – твердые нелигифицированные скопления солей в современных соленосных бассейнах.

Сапропелиты – угли, образованные за счет скопления остатков простейших животных и растений.

Седиментация – основная стадия осадочного рудогенеза, включающая три этапа: мобилизацию вещества, его транспортировку и собственно осаждение (по Н. М. Страхову).

Седиментационная (захороненная или тафогенная, талассогенная) – вода, захороненная совместно с осадками.

Сиаллиты – глинистые продукты кор выветривания горных пород, состоящие из водных алюмосиликатов: каолинита, нонтронита, галлуазита и др.

Синтетическая гипотеза образования остаточных кор выветривания предполагает взаимодействие различно запряженных гидрозолей, которые образуются при разложении коренных пород.

Сланцевые щетки – ребристая поверхность плотика в участках выхода на дно реки крутопадающих сланцевых зон.

Спай – граница между коренной породой и рыхлым аллювием для россыпей золота и платины.

Стадийная гипотеза формирования зональности остаточных кор выветривания, предполагает последовательное преобразование коренных пород через промежуточные зоны в конечные латериты.

Стадийная концепция П. П. Пилипенко предполагает, что образование скарнов обусловлено стадийным поступлением растворов, состав которых менялся с понижением температуры ($800^{\circ} \rightarrow 300^{\circ}\text{C}$).

Стратиформные

Сульфидный холм – последовательное разрушение отмерших «черных курильщиков» приводит к образованию холмообразных скоплений диаметром в основании обычно до 35 м и высотой до 15 м; холмы могут быть одиночными и сросшимися.

«Сухие» скарны – состоят из минералов (гранаты, пироксены и др.), не содержащих воду.

«Табашка» – местное название контактово-метасоматических изменений долеритов и риолитов на золоторудном месторождении Кочкарь на Южном Урале. Табашки обычно темного цвета (фемические), богатые роговой обманкой и биотитом, и реже светлые (салические), в которых преобладают полевой шпат и светлые слюды.

Торфа – слой песчано-илистых отложений речной (аллювиальной) россыпи.

Трансмагматические (сквозьмагматические, интрателлурические) – высокотемпературные флюиды глубинных подкорковых магм.

Триада Страхова – Al-Fe-Mn; взаимосвязанные процессы осаждения рудного вещества от континента к открытому морю.

Углефикация – основной, после породообразования (гумификации), этап формирования углей.

Фениты – ореол контактово-метасоматических изменений (пироксен+полевой шпат; нефелин+полевой шпат + пироксен ± эгирин) карбонатитовых интрузий.

Фиксизм – геотектоническая концепция формирования земной коры за счет вертикальных перемещений.

Филлизиты – серицит-кварцевые метасоматические породы порфировых месторождений.

Фильтр-прессинг – выжимание рудного расплава в пустоты уже затвердевшего силикатного расплава.

Фильтрационные немагматические источники рудного вещества - породы литосферы, из которых оно выносится растворами.

Флювиогляциальные россыпи образуются тающими водами отступающего ледника; создаются условия для сортировки материала и повышения концентрации ценных компонентов.

Флюид – термин широкого пользования, под которым понимают потоки тепла, энергии и неясного по своей природе материального вещества. В геологии применение его также неоднозначно: это газообразные соединения, выделяющиеся при высоких давлениях и температурах из мантии Земли, или рудоносные газогидротермы, агрегатное состояние которых (пар - вода) неясно.

Флюидоупоры – термин нефтяников, это обычно сплошные глинистые сланцы или компактные известняки, способствующие накоплению углеводородов и их утечке.

Фосфориты – полезные ископаемые, состоящие из тонкодисперсного минерала, близкого по составу к апатиту с примесью кальцита, каолинита, гематита, хлорита, глауконита, углистого вещества, которые определяют окраску от белой до черной.

Цикланы, или нафтены – компоненты нефтей, C_nH_{2n} , где n обычно равно 5 или 6.

Шлир – неправильной формы обособления руды с расплывчатыми границами в материнской магматической породе.

Шток – изометричное тело полезного ископаемого обычно небольших размеров, сложенное сплошными рудами.

Штокверк – изометричное тело полезного ископаемого обычно крупных размеров, сложенное прожилково-вкрапленными рудами.

Ювенильные источники рудного вещества и флюидов выделяются из глубинных подкорковых магм, при кристаллизации плутонов и субвулканических тел.

Эволюционная концепция В. Эммонса предполагает, что рудоносные гидротермальные растворы, отделившись от материнской интрузии и двигаясь вверх, последовательно осаждают рудные компоненты по мере снижения температуры и давления.

Элизионный процесс выжимания подземных вод в артезианских бассейнах.

Эманации – летучие компоненты магмы (поры, газы), синоним эксгаляции; природные газообразные продукты естественных радиоактивных рядов радона.

Энсиалическая островная дуга образуется на континентальной коре.

Энсиматическая островная дуга образуется на океанической коре.

**СПИСОК ИНОСТРАННЫХ СЛОВ,
используемых в терминологии по месторождениям полезных ископаемых
(С. А. Вахромеев, 1961. Петрографический словарь. М.: Недра, 1981)**

абсорпцио (лат.)	- отсасывание, поглощение
акрос*	- вершина
аккумуляо (лат.)	- насыпаю, накопляю
алеврон	- мука
аллос	- другой, иной
аллювио (лат.)	- насос
аллюэре (лат.)	- намывать
апо	- после
апофизис	- отросток, ответвление
аргилос	- белая глина
базис	- основание
биос	- жизнь
вадаре (лат.)	- странствовать
витро (лат.)	- стекло
ге	- земля
геннетос	- рожденный
гиало	- стекло
гидор	- вода
гипер	- над, наверху
гипо	- внизу
гистерон	- запоздалый
графо	- пишу
делюэре	- смывать
дейтерос	- вторичный
диагенезис	- перерождение
дифференциацио (лат.)	- разделение
идиос	- свой, собственный
изос	- равный, одинаковый
квази	- псевдо
класто	- обломочный
коагуле (фр.)	- свертываться
колла	- клей
контракцион (фр.)	- сжимание
криптос	- тайный, скрытый
ксено	- чуждый
кумулянос (лат.)	- куча
латтералис (лат.)	- боковой
лейко	- белый
лептос	- умеренный
лизо	- растворяю
ликвацио (лат.)	- разжижение
лимнэ	- озеро, болото
липтос	- оставшийся
литос	- камень
логос	- учение
магма	- густая мазь
макро, мега	- крупный
мезос	- средний

мела	- первый
мета	- между, изменение
метасо	- перестраиваться
миграцио (лат.)	- перемещение
микро	- малый
мио	- средний
моно	- единственный
морфе	- форма
нео	- новый
ортос	- прямой
палео	- древний
пара	- рядом, возле
пери	- вокруг
пирос	- огонь
плей	- наибольший
пневматос	- газ, ветер
поли	- много
протос	- ранний, начальный
псевдо	- ложно, неверно
пэгма	- крепкая связь
пэлёс	- глина
регионалис (лат.)	- областной
сегрегаре (лат.)	- отделять
секрецио (лат.)	- выделяю
сидерос	- железо
син	- совместно
синтекейн	- совместное плавление
сома	- тело
суб (лат.)	- под, внизу, почти
супер (лат.)	- над, сверху
теле (тэле)	- вдали, далеко
топос	- место, страна
фузус (лат.)	- удлиненный
ювенилис (лат.)	- молодой
экзотен	- извне
элюэре (лат.)	- намыывать
эмбатео	- выступать
эндотен	- извнутри
эпи	- над, после
эйдес	- подобный

Примечание. Слова без указания языка в скобках – греческие.

ВОПРОСЫ И ЗАДАНИЯ ДЛЯ САМОПРОВЕРКИ

1. В каких породах залегают алмазы, хромиты, апатитовые, титаномагнетитовые, медноникелевые руды?
2. Почему магматические месторождения пространственно и генетически связаны с породами ультраосновного, основного, реже щелочного составов?
3. По каким породам образуются никеленосные коры выветривания?
4. В толщах каких пород залегают стратиформные полиметаллические месторождения?
5. При каких РТ – условиях формируются грейзены? Альбититы?
6. Какие морфогенетические типы руд известны Вам на ликвационных месторождениях?
7. Чем отличается кипрский тип колчеданных месторождений от уральского? Куроко? Филизчайского?
8. В чем выражается и чем обусловлена минеральная зональность медистых песчаников?
9. Для руд какого генетического класса месторождений характерны парагенезисы минералов:
 - халькопирит + пентландит – пирротин?
 - халькопирит + молибденит?
 - магнетит + пирит + пирротин + халькопирит?
 - халькопирит + сфалерит + пирит?
 - халькопирит + галенит + сфалерит + пирит + барит?
 - халькопирит + борнит + халькозин?
 - гидроксиды Fe + сидерит + Fe-хлориты?
 - галенит + сфалерит + гранат + пироксен + эпидот + карбонат?
 - антимонит + киноварь?
 - уранинит + молибденит?
10. Для руд какого генетического класса месторождений характерен парагенезис элементов:
 - Sn, W, Mo, Be?
 - Cu, Ni, (Au, Pt, Co)?
 - Au, Ag?
 - Cu, Mo, (Au, Re)?
 - Fe, (Ti, V)?
 - Co, Ni, Bi, Ag, U?
 - Au, U?
11. Каким термином называют процесс подводного выветривания?
12. Каким термином называют серицит-кварцевые метасоматиты порфировых месторождений?

13. Каким термином называют контактово-метасоматические породы карбонатитовых месторождений?
14. Как называют процесс переноса рудного вещества от открытого моря (океана) к месту его отложения в прибрежной части?
15. Какие элементы входят в рудную триаду Н.М. Страхова?
16. В какой последовательности происходит осаждение полезных ископаемых в гумидном климате (от континента к открытому морю, по Н.М. Страхову)?
17. В чем отличия взглядов Н. М. Страхова и Л. В. Пустовалова на причины осадочного рудоотложения?
18. Назовите необходимые условия для образования солей?
19. Назовите причины осадочного рудоотложения из коллоидных растворов.
20. Что является источником вещества для осадочных химических месторождений рудной триады Н.М. Страхова?
21. Как различаются бокситы геосинклинальные от платформенных? Латеритные от осадочных?
22. В чем суть гипотезы А.В. Казакова об образовании фосфоритов?
23. Какой газ преобладает в природных углеводородах?
24. Какие угольные формации Вы знаете?
25. Какие гипотезы образования нефти и газа вы знаете?
26. Какова доля бензина в типичной нефти?
27. Какие типы газо-нефтяных ловушек Вы знаете?
28. Как Вы будете различать месторождения графита метаморфического и метаморфизованного генезиса?
29. Типичные породы коллекторов?
30. Типичные породы флюидоупоров?
31. Роль нефелоидного слоя в рудогенезе?
32. Вхождение углеводородных газов в решетку воды (льда) приводит к образованию чего?
33. Как называются газовые углеводороды земных недр, которые при выходе на поверхность выпадают в виде нефти?
34. Какие руды залегают в филлизитах?
35. Основные диагностические признаки метаморфических МПИ?

36. В какой геодинамической обстановке формируются ликвационные месторождения?
37. Какими слоями сложены продуктивные пласты аллювиальных россыпей?
38. Какой тип плотика наиболее благоприятен для концентрации золота?
39. Магматические МПИ присутствуют только в интрузиях ультраосновного, основного и щелочного составов? Почему?
40. Жилы ранней стадии грейзеновых МПИ залегают конформно границам кровли гранитных куполов. Почему?
41. В каких породах залегают руды месторождений: Кемпирсай? Талнах? Качканар? Баженовского? Джебказган?
42. Какие рудные минералы наиболее устойчивы при выветривании?
43. Карбидная гипотеза Д.И. Менделеева объясняет генезис какого полезного ископаемого?
44. Каково содержание золы в горючих сланцах?
45. А.В.Казаковым предложена модель формирования каких полезных ископаемых?
46. В каком районе и когда были обнаружены «сульфидные холмы» (постройки)?
47. Каков минеральный состав бокситов?
48. Каково исходное вещество углей? Нефти? Газа?
49. Пласт характерен для месторождений какого генетического класса?
50. Нодулярная текстура характерна для руд какого генетического класса?
51. Выжимание рудного расплава в окружающие породы обозначается каким термином?
52. Конвективную гидротермальную рудообразующую систему называют каким термином?
53. Для каких руд характерна крустификационная текстура?
54. Для какой формы рудного тела характерна прожилково-вкрапленная текстура?
55. В каких климатических условиях образуются соли?
56. Эпигенетическая гидрогенная модель (по А.М. Лурье) объясняет генезис месторождений какого класса?
57. Синетическая гипотеза объясняет генезис месторождений какого класса?
58. Что является источником вещества рудной триады Н.М. Сахарова?
59. Стадийная гипотеза П.Пилипенко объясняет генезис каких месторождений?
60. Выпадение солей происходит при достижении каких их концентраций в морской воде?

61. Какая форма рудных тел типична для порфировых месторождений?
62. При описании каких месторождений применяется термин «баритовая сыпучка»?
63. Залежи осадочных руд на удалении от выходов рудоносных струй на дне водных бассейнов получили какое название? А на месте выхода?
64. Серповидные тела инфильтрационных месторождений получили какое название?
65. Коагуляция коллоидных растворов при формировании осадочных руд приводит к образованию какой текстуры?
66. Округлые стяжения рудных минералов магматических месторождений как называются?
67. Какие слои пород выделяют в аллювиальных россыпях?
68. Перенос обломков на дне реки, согласно М.А. Великанову, В.Н.Гончару, происходит за счет чего?
69. В чем суть ортомамагматической (плутоногенной) и конвективной (рециклинговой) моделей формирования гидротермальных месторождений?
70. Чем обусловлено зональное строение карбонатитовых интрузий (по Л.С. Бородину)?
71. Основным диагностическим признаком месторождений группы гидротермальных вулканогенных?
72. Чем обусловлена форма роллов?
73. В какой геодинамической обстановке образуются месторождения типа куроко?
74. Какие металлы входят в состав руд пятиэлементной формации?
75. Назовите два возможных способа образования самородков золота?
76. От чего зависит дифференциация магматического расплава? Какова её роль в рудообразовании?
77. Какие процессы влияют на размещение морфогенетических типов ликвационного оруденения?
78. Какое оруденение характерно для аргиллизитов?
79. Материнскими интрузиями гидротермальных МПИ являются гранитоиды. Почему?
80. К какому рудноформационному типу относятся колчеданные месторождения энсиматических островных дуг?
81. В чем проявлена гравитационная дифференциация в «висячих вкрапленниках»?
82. В каком геодинамическом режиме формируются тригидратные бокситы?
83. Причины осаждения инфильтрационных руд урана?

84. На какой генетический класс указывает примесь сульфидов в магнетитовых рудах?
85. В каких толщах (формациях) залегают угли?
86. Почему магматических МПИ нет в гранитоидах?
87. По каким породам образуются латеритные месторождения алюминия? Железа? Никеля? Почему?
88. Грейзеновые МПИ приурочены к апикальным выступам гранитов. Почему?
89. В толще (формации) каких пород залегают медистые песчаники?
90. По каким причинам происходит коагуляция коллоидов при отложении осадочных руд?
91. Какое строение контактовой зоны наиболее благоприятно для образования и концентраций руд скарнов?
92. Какова плотность тяжелых нефтей? Чем обусловлена?
93. Для какого генетического класса МПИ характерны штокверк, карман?
94. Какие руды характерны для черносланцевых толщ?
95. В чем основная причина дифференциации осадочного рудогенеза, по Л.В. Пустовалову?
96. Для руд какого генетического класса характерен парагенезис высоко- и низкотемпературных минералов?
97. В рудах какого /каких генетических классов характерно присутствие флюорита?
98. Чем схож и отличается карбонатит от мрамора?
99. Факты указывающие на участие океанической воды в эндогенном рудообразовании?
100. МПИ какого генетического класса известны в фенидах?
101. Конвективная модель рудообразования, согласно П. Рона, основана на 3-х необходимых условиях. Каких?
102. Как называют боковую поверхность жилы?
103. Какое название получили растворы подкоровых магм (по Д.С. Коржинскому)?
104. Соляной рассол в современных соленосных бассейнах получил какое название?
105. Запасами каких руд знаменит о. Новая Каледония? Где находится остров?
106. К какому генетическому классу относятся Au – Ag – месторождения Тихоокеанского кольца?

107. Крупнейшие запасы какого/каких полезных ископаемых известны в провинции Атабаска? Где она находится?
108. В какой стране находятся крупнейшие ресурсы медно-порфировых руд?
109. Когда была организована первая в России государственная горно-геологическая экспедиция?
110. Кто является основателем непунистических концепций в рудообразовании?
111. Кто является основателем плутонистических концепций в рудообразовании?
112. Кем была разработана инфильтрационно-диффузионная концепция образования скарнов?
113. Достижения в области осадочного рудообразования связаны, прежде всего, с каким именем?
114. С именем какого ученого связаны достижения в области изучения пегматитов?
115. Схематично вычертите типовые разрезы месторождений каждого генетического класса.
116. Какие генетические классы характерны для руд Fe, Mn, Cr, Ti, V, Al, Mg, Ni, Co, Cu, Pb-Zn, Sn, W, Mo, Bi, Hg и Sb, Au, Ag, U, платиноидов, алмазов, слюд, асбеста, минеральных солей, фосфоритов, апатитов?
117. К каким рудным формациям и генетическому классу относятся месторождения: Качканар, Кемпирсай, Садбери, Альтенберг, Соколово-Сарбайские, Чукикамата, Эль-Теньенте, Тырнауз, Кляймекс, Талнах, Джеккаган, Мурунтау, Сухой Лог, Удоканское, Садонское, Никопольское, Красная Шапочка, Воронцовское, Тюя-Муюн, Боке, Витватерсранд, Жайрем, Гайское, Саякское, Хову-Аксы, Тишинское, Миргалымсай, Хайдаркан, Курейское, Яковлевское, Чамбиши, Костомукша, Хоумстейк, Баженовское, Бу-Аззер, Депутатское, Таштагольское, Потози, Санг Донг, Рио-Тинто, Холоднинское, Озерное, Завальевское, Кумдыкольское, Гороблагодатское, Естюнинское, Далматовское, Альмаден, Березовское, Камбалда, Никитовские, Сатка, Филизчай, Бакал, Эрденеттуин.

Задания

После прохождения практических занятий, имея, естественно, теоретическую базу, студент должен уметь определить на предложенном ему геологическом материале (геологические карты, планы, разрезы, блок-диаграммы, штуфы полезных ископаемых и вмещающих их горных пород) генетический класс месторождения.

Задание 1. Создается комплект геологических карт, разрезов месторождений без названий и указания состава полезного ископаемого. Проведены лишь условные обозначения вмещающих пород. По составу вмещающих пород, особенностям залегания руд в разрезе, определив при этом рудоконтролирующие структуры и формы тел полезного ископаемого, необходимо указать генетический класс месторождения и при возможности рудную формацию (полезное ископаемое).

Пример 1 (рис.3.1). Пластообразные залежи, разбитые тектоническими нарушениями, в ультраосновных породах, руды вкрапленные. По вмещающим породам (дунитам) предполагаем магматическое происхождение месторождения и возможный хромитовый состав руд. Пластообразная форма рудных тел и вкрапленная текстура указывают как на раннемагматический, так и на позднемагматический класс.

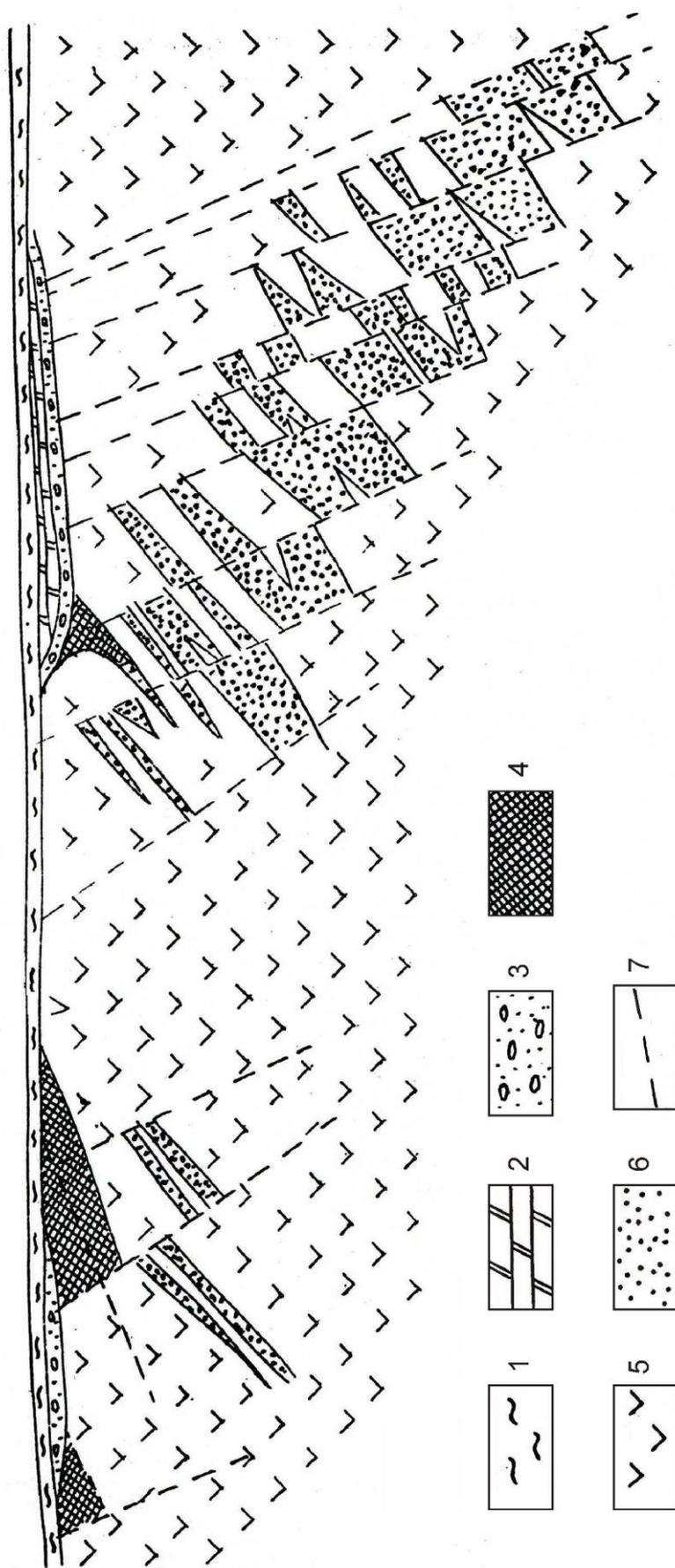


Рис. 5.1. Одно из Кемпирсайских месторождений хромитовых руд (позднемагматический класс, рыхлые руды – результат выветривания):

1 – наносы; 2-3 – меловые отложения; 4 – рыхлые руды; 5 – дунитовый серпентинит; 6 – вкрапленные руды; 7 – тектонические нарушения

Пример II. (рис. 3.2). Мощные пластообразные тела залегают в метасоматических породах контактовой зоны гранитоидов с известняками и вулканогенно-осадочными породами. Явные признаки скарновых месторождений. Примем, судя по значительным размерам пластообразных залежей, диоритовому составу интрузий, отчасти слоям вулканогенно-осадочных пород, месторождение железорудное.

Пример III. (рис. 3.3). Разрез преимущественно сложен вулканогенными породами, что позволяет предполагать вулканогенный генезис месторождения. Пластовая форма рудного тела, согласное залегание с вмещающими породами, развитие гидротермально измененных пород в лежащем боку - все это типичные признаки гидротермально-осадочного класса группы вулканогенных месторождений.

Пример IV. (рис. 3.4). То же в разрезе присутствуют вулканогенные породы, что так же, как в примере III, предполагать вулканогенную природу месторождения. Но в этом случае мы имеем обилие секущих жил, большая часть которых приурочена к верхней части экструзивно-субвулканического тела (купола). Это признаки гидротермального субвулканического класса.

Пример V. Не всегда однозначно или с высоким уровнем достоверности можно по разрезу или карте (без учета «вещественных» признаков) определить генетический класс и даже группу, к которым можно отнести месторождение. В таком случае необходимо указать возможные варианты. В частности, на рис. 3.35 пласт полезного ископаемого залегают конформно (согласно) в толще осадочных пород. С одной стороны, это характерный признак осадочных месторождений химического и биохимического класса. С другой стороны, эти же признаки и характерны для амагматических стратиформных месторождений. По имеющейся информации типов и должен быть неоднозначный ответ. Это стратиформное месторождение медистых песчаников Нчанга (Африка).

Задание 2. Из контрольных коллекций выдаются образцы полезных ископаемых. Учитывая парагенезис рудных минералов, текстуру, состав жильных минералов, а также состав вмещающих пород, можно определить генетический класс, рудную формацию и в некоторых случаях способ рудоотложения.

Пример 1. В полнокристаллической (магматической) пироксен-плагноклазовой породе (габбро) выделяются округлые с резкими границами обособления размером до 0,7 см и рассеянная вкрапленность желтого цвета халькопирита и кремевой окраски рудных минералов (пирротин-пентландит). Содержание рудных минералов составляет около 15 %. Ассоциация халькопирит-пирротин-пентландит в габбро характерно для ликвационного класса медно-никелевых месторождений. В сульфидных обособлениях наблюдается гравитационная дифференциация. Их нижние части сложены более тяжелыми пирротином (плотность 4,58 – 4,70 г/см³) и пентландитом (плотность 4,5 – 5 г/см³). Более легкий халькопирит (плотность 4,1 – 4,3 г/см³) располагаются в верхних частях обособлений. Такая картина является типичной для одного из четырех морфогенетических типов рудных тел ликвационных медно-никелевых месторождений – «висячих вкрапленников».

Пример 2. В осветленном диорите вкрапленность и тонкие прожилки молибденита и халькопирита. Состав вмещающей породы, парагенезис рудных минералов и текстуры являются типичными для молибден-меднопорфировой рудной формации гидротермальных плутоногенных месторождений.

Пример 3. Магнетитовая руда пятнистой текстуры. Пятна сложены гранатом и эпидотом. В руде обильная (до 5%) вкрапленность пирита. Присутствие типичных скарновых минералов (граната и эпидота), а также характерной для этого типа месторождений вкрапленности сульфидов позволяет с высокой степенью достоверности утверждать скарновое происхождение магнетитовых руд этого штуфа.

Пример 4. Сфалерит (10 %)-халькопирит (10 %)-пиритовая (80 %) руда однородной массивной текстуры. Парагенезис рудных минералов, текстура типичны для медно-цинковых колчеданных руд гидротермально-осадочного генезиса. Причем по способу рудоотложения, судя по однородной текстуре, их можно отнести к хеммогенно-осадочным,

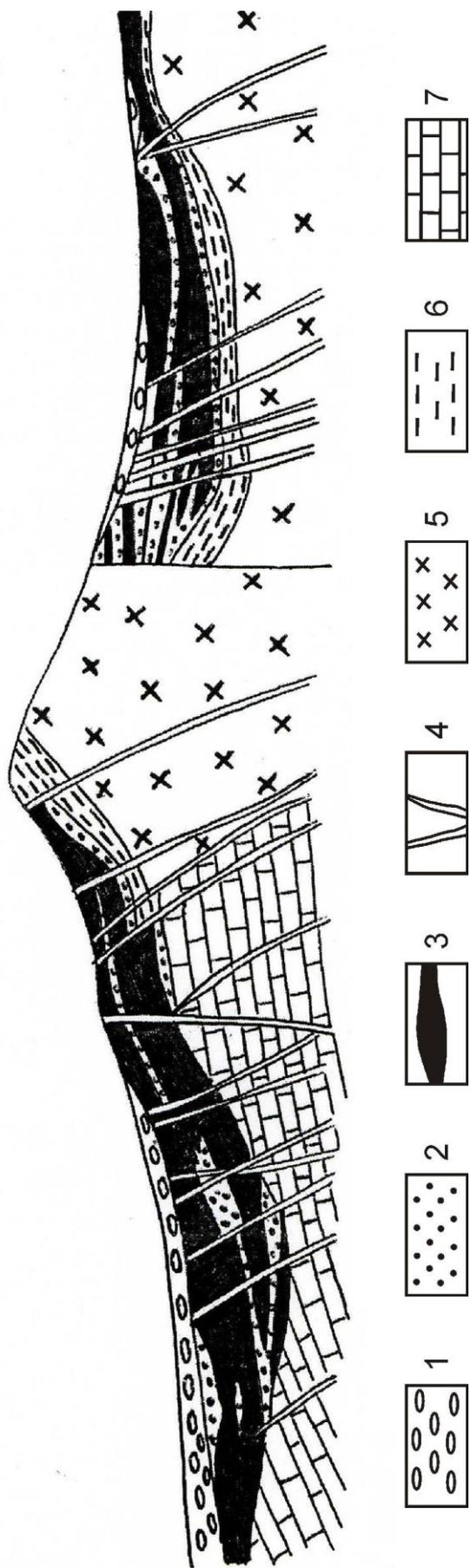


Рис. 5.2. Магнитогорское скарновое железорудное месторождение на Ю. Урале:

1 – деловой с рудными валунами; 2 – контактово-метасоматические изменения; 3 – рудные тела; 4 – дайки; 5 – гранитоиды (граносиениты, гранодиориты, диориты и пр.); 6 – вулканогенно-осадочные породы; 7 – известняки

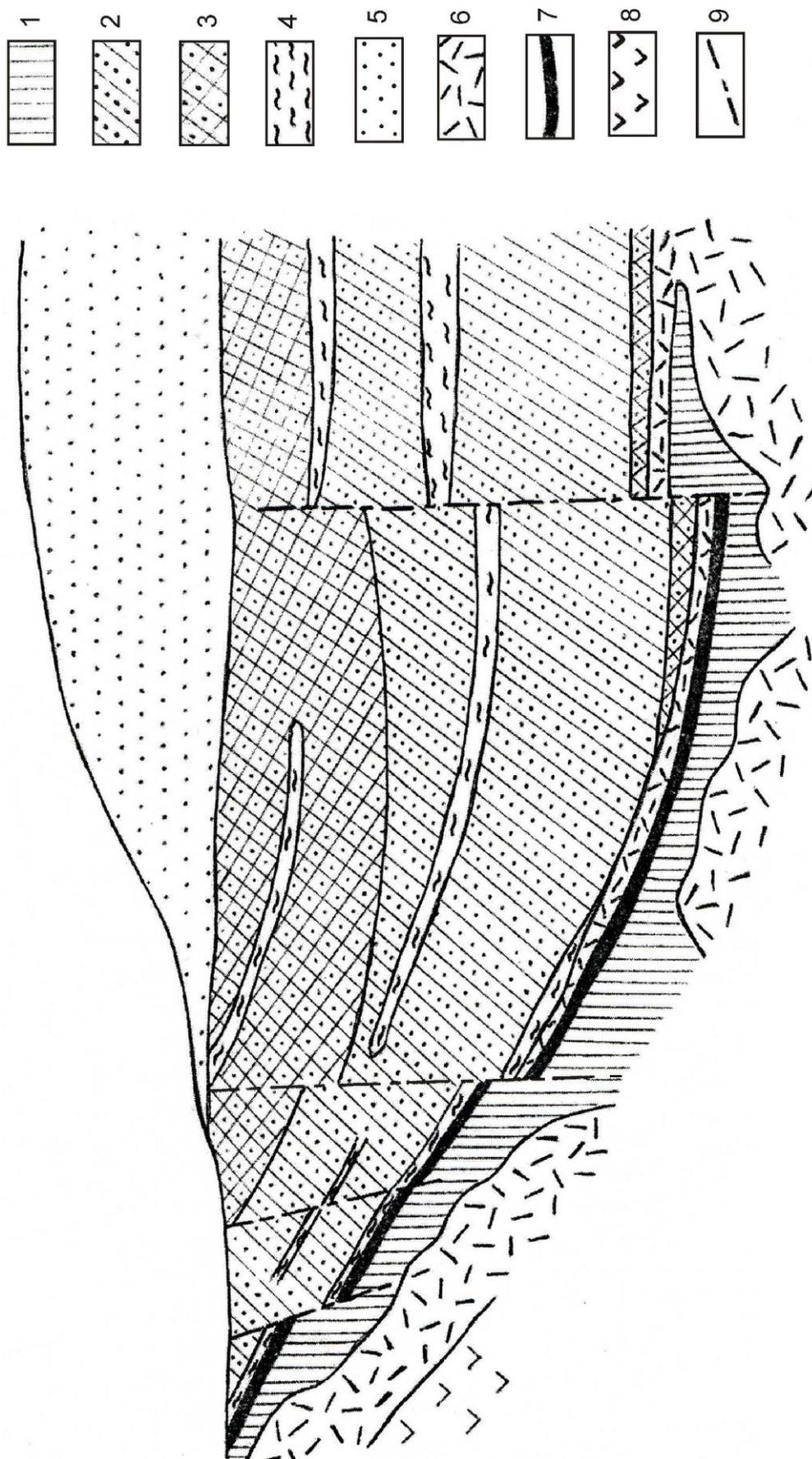


Рис. 5.3. Урупское медно-цинковое колчеданное месторождение на Северном Кавказе
(разрез по Н.С. Скрипченко):

1 – гидротермальноизмененные породы лежачего бока; 2 – туфы кислого состава; 3 – туфы среднего состава; 4 – кремнистые породы висячего бока; 5 – песчаники юры; 6 – руды; 7 – руда; 8 – долериты; 9 – тектонические нарушения

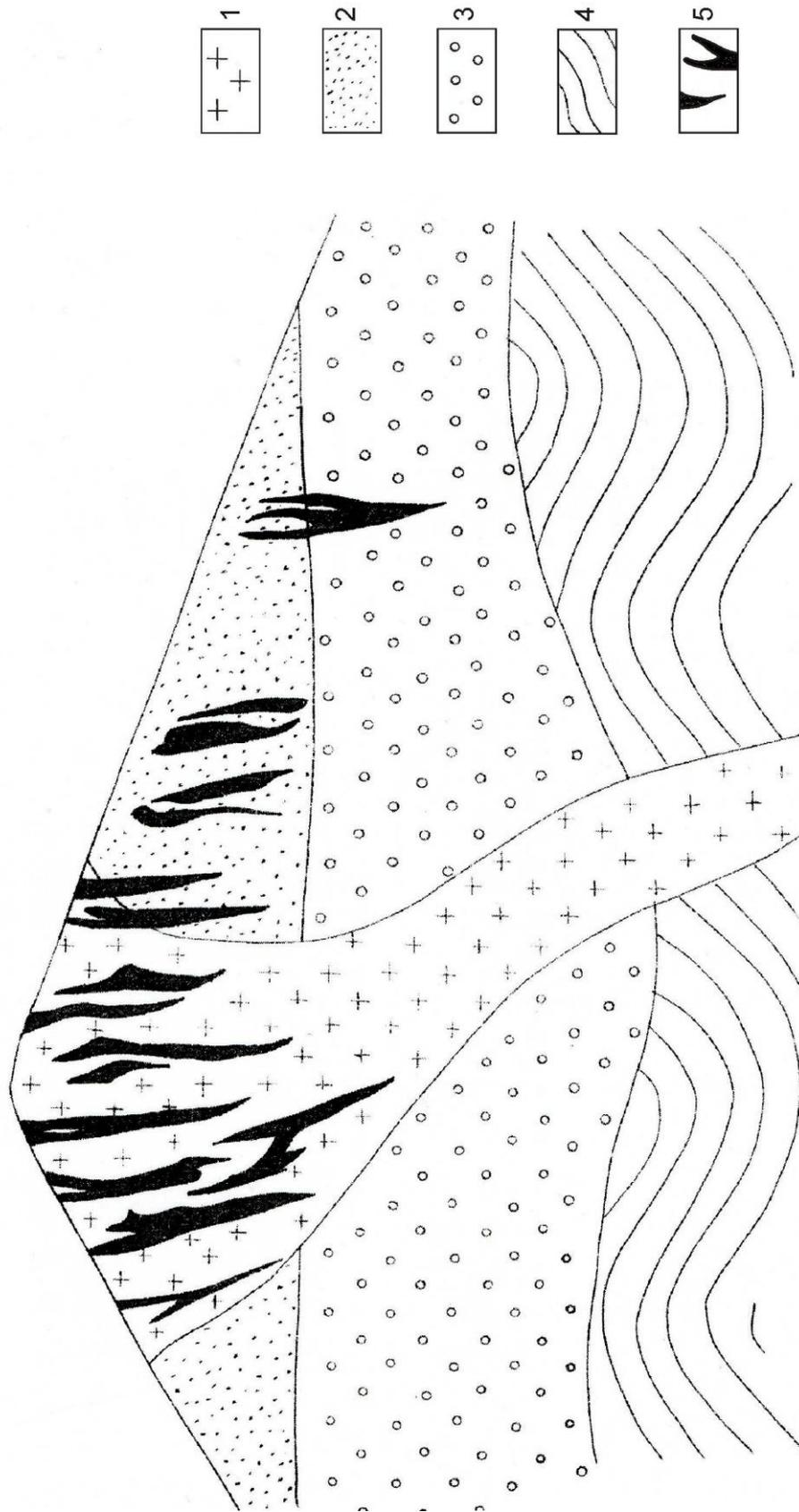


Рис. 5.4. Месторождение комплексных олово-вольфрамом-висмут-серебряных руд «Потоси» в Боливии
гидротермального субвулканического генезиса:

1 – шток кварцевых риолитов; 2 – песчаники и туфы; 3 – туфоконгломераты; 4 – подстилающая толща силурийских сланцев и кварцитов; 5 – рудные жилы

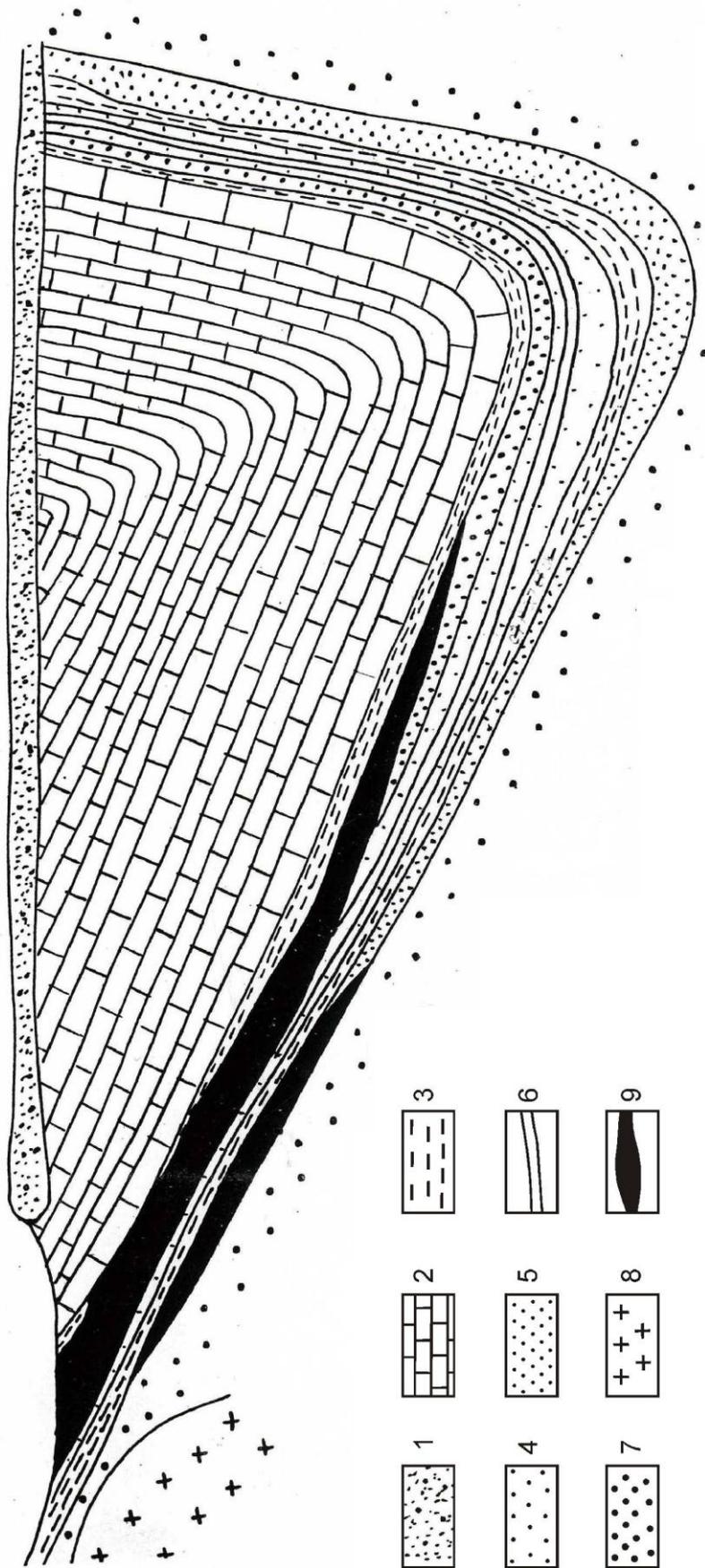


Рис. 5.5. Стратиформное месторождение медистых песчаников Нчанга (Африка):

1 – слои обломочного кварца и поверхностные отложения; 2 –аргиллиты и доломиты; 3 – полосчатые сланцы; 4 – полевошпатовые кварциты; 5 –песчаники; 6 – кварциты и кремнистые сланцы; 7 – аркозы; 8 – граниты; 9 – рудные жилы

приуроченным к нижним частям колчеданных залежей. Ассоциация сфалерит-халькопирит-пиритовая характерна для руд уральского рудно-формационного типа. Отсутствие в рудах сланцеватости (плитчатости), участков перекристаллизации с увеличением крупности зерен минералов и других признаков метаморфизма указывают на южноуральский тип месторождений. Здесь в сравнении с месторождениями Среднего Урала коллизионные процессы проявлены менее интенсивно.

Пример 5. Не всегда по вещественному составу руд и текстуре (не учитывая «внешние» признаки: форму рудного тела, положение в разрезе и др.) можно однозначно установить генетический класс. В таком случае необходимо указать возможные варианты. В частности, в образце жильного кварца гнёзда касситерита. Такая ситуация возможна как для жильных гидротермальных плутогенных месторождений, так и для грейзеновых.

Геологические разрезы, планы, карты могут быть выданы и в комплексе с соответствующими штуфами руд.

Задания оцениваются положительно, если из 5 предложенных положительно выполнены 3.

Учебное издание

Рудницкий Владимир Францевич

ОСНОВЫ УЧЕНИЯ О ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Учебное пособие

Редактор издательства *Л. В. Устьянцева*

Компьютерная верстка *Е. В. Рудницкой*

Дизайн обложки *Н. Л. Сайгиной*

Подписано в печать 04.03.2015 г. Формат бумаги 60 × 84 1/16.

Гарнитура Times New Roman. Бумага писчая. Печать офсетная.

Печ. л. 15,375. Уч.-изд. л. 16,0. Тираж 300 экз. Заказ

Издательство УГГУ

620144, г. Екатеринбург, ул. Куйбышева, 30

Отпечатано с оригинал-макета